GEOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN IM GRENZBEREICH KALKAPENNIN - MOLISE-ZONE ZWISCHEN OBEREM SANGRO- UND OBEREM VOLTURNO-TAL (SÜD-ITALIEN)

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von
Wolfram Vogel
aus Berlin
1969

1969

Druck:

ERNST-REUTER-GESELLSCHAFT
der Förderer und Freunde der Freien Universität Berlin e.V.

DISSERTATIONS-DRUCKSTELLE

1 Berlin 33, Garystr. 45

GEOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN IM GRENZBEREICH KALKAPENNIN - MOLISE-ZONE ZWISCHEN OBEREM SANGRO- UND OBEREM VOLTURNO-TAL (SÜD-ITALIEN)

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von
Wolfram Vogel
aus Berlin
1968

I. Referent: Prof. Dr. M. Richter
II. Referent: Prof. Dr. H.-J. Schneider

Tag der mündlichen Prüfung: 18. Juli 1968
Tag der Promotion: 6. FEB. 1969

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Gedruckt mit Genehmigung der Mathematisch-
Naturwissenschaftlichen Fakultät der
Freien Universität Berlin

INHALTSVERZEICHNIS

A) VORWORT 6
B) EINLEITUNG 7
I. Lage des Untersuchungsgebietes und verwendete Kartenunterlagen 7
II. Geologische Übersicht 8
III. Historischer Rückblick 11
IV. Problemstellung 17
C) STRATIGRAPHIE UND PALÄOGEOGRAPHIE 18
I. Stratigraphie der autochthonen La Rocca-Schwelle 19
a) Canneto-Formation (Malm - Valendis) 19
b) Rocca Altiera-Formation (Cenoman-Maastricht) . 26
c) Cusano-Formation (O.-Burdigal - Helvet). . . . 29
d) Agnone-Formation (Torton - Messiniano) 35
e) Stratigraphische Profile (Kalkapennin-Fazies) 39
II. Stratigraphie der tektonischen Einheit des Monte Mare und der Gleitdecke des Monte Curvale . . . 43
a) Fontegreca-Formation (O.-Trias - U. Lias) . . 43
b) Indiprete-Formation (Alb - U.-Cenoman) 45
c) Monte Coppe-Formation (M.-Cenoman— Coniac) . . 49
d) Coste Chiavarine-Formation (O.-Cenoman - Coniac) 50
e) Monte Calvello-Formation (Coniac-Maastricht) . 52
1. Kalk-Mergel-Einheit 53
2. Kalk-Einheit 54
f) Stratigraphische Profile der Kreide (Molise-Fazies) 58
g) Monaci-Formation (Paleozän - U.-Oligozän) . . 61
1. Kalk-Mergel-Einheit 61
2. Kalk-Einheit 64
h) Macchiagodena-Formation (Lutet - Oligozän) . . 67
i) Cusano-Formation (Aquitan - Burdigal) 70
j) Longano-Formation (O.-Burdigal - Helvet) . . . 75
k) Agnone-Formation (O.-Miozän) 78
l) Stratigraphische Profile des Tertiärs (Molise-Fazies) 79
III. Paläogeographie 83

IV. Vergleich der Sedimente des Monte Mare (La Meta-Becken) mit denen der Gleitdecke des Monte Curvale (Molise-Becken) 85
V. Korrelation der Sedimente der La Rocca-Schwelle mit denen der Becken 86
D) RESEDIMENTATION 87
I. Sedimentäre Klippen 87
II. Olisthostrom 89
a) Definition 89
b) Ausdehnung und Mächtigkeit des Olisthostroms . . 90
c) Zusammensetzung des Olisthostroms 91
1. Olisthostrom-Matrix 91
2. Olistholithe 94
d) Fliessrichtung der Schlammströme 95
e) Kontakte und Alter des Olisthostroms 97
E) TEKTONIK 98
I. Gleittektonik in der Molise-Zone 98
a) Die Gleitdecke des Monte della Foresta 98
b) Die Gleitdecke des Colle Veduta 100
c) Die Gleitdecke des Monte Curvale 100
1. Form der Gleitdecke des Monte Curvale 100
2. Der tektonische Kontakt der Gleitdecke des Monte Curvale zur Agnone-Formation 101
3. Tektonische Klippen der Gleitdecke des Monte Curvale 102
4. Der Schuppenbau der Gleitdecke des Monte Curvale 102
5. Transportrichtung der Gleitdecke des Monte Curvale 103
6. Transportweite der Gleitdecke des Monte Curvale 106
d) Alter der Gleittektonik in der Molise-Zone . . . 107
e) Gleittektonik und Resedimentation in der Molise-Zone 107
f) Zur Frage des Deckenbaues in der Molise-Zone . . 108
II. Kompressionstektonik in den Abruzzen 109
a) Die tektonische Einheit des Monte Mare 109
b) Der Abscherhorizont der tektonischen Einheit des Monte Mare 112

c) Die tektonische Einheit des Monte Mare und das Bauprinzip der Abruzzen 113
III. Bruchtektonik (Pliozän) 115
a) Richtung der Bruchsysteme 115
b) Tektonischer Bau der La Rocca-Schwelle 117
c) Der Grabenbruch im Zentrum der Gleitdecke des Monte Curvale 119
F) DER ÜBERGANG KALKAPENNIN - MOLISE-ZONE IM UNTERSUCHUNGSGEBIET UND VERGLEICHE MIT DEN NACHBARGEBIETEN . . 121
G) POSTOROGENE BILDUNGEN DES QUARTÄRS 124
I. Pleistozän 124
a) Der Travertin der Pantana di Rocchetta 124
b) Moränen im Gebiet des Monte Mare 125
c) Flusschotter der Hochebenen 127
II. Holozän 128
a) Hangschutt 128
H) ZUSAMMENFASSUNG 129
I) RIASSUNTO 131
L) LITERATURVERZEICHNIS. 133

Anlagen: Geologische Karte des Gebietes zwischen oberem Sangro- und oberem Volturno-Tal
Profiltafel zur geologischen Karte

VORWORT

Die Anregung zur vorliegenden Arbeit erhielt ich von meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. Max Richter, im Sommer 1964. Auf Exkursionen durch die herrlichen italienischen Landschaften des Matese, der Molise und der Abruzzen und im Frühjahr 1965 durch Süd-Italien bis Nord-Afrika erhielt ich über meinem Arbeitsgebiet hinaus Verständnis für die Geologie Süd-Italiens. Hierfür möchte ich meinem Lehrer herzlich danken.

Mein aufrichtiger Dank gebührt Herrn Dr. K. Görler, der mir in den Jahren 1964 bis 1967 im Gelände und im Institut hilfreich zur Seite stand und den Fortgang der Arbeit mit stetem Interesse verfolgte.

Ebenso waren mir die Diskussionen mit Herrn Dr. Liedholz eine grosse Hilfe, dessen Arbeitsgebiet im Matese ähnliche Probleme aufweist.

In ganz besonderem Masse bin ich denjenigen zu Dank verpflichtet, die mich in selbstloser Weise bei der Bestimmung mikropaläontologischer Proben unterstützten. Dies sind vorallendingen Dr. G. Devoto (Rom), Prof. Dr. H. Hagn (München), Dr. J. Hofker (Den Haag), Prof. Dr. L. Hottinger (Basel), Dr. A. Praturlon (Rom) und Prof. Dr. H. Schaub (Basel).

Die finanzielle Unterstützung durch die DEUTSCHE FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT sei an dieser Stelle gewürdigt, durch die diese Arbeit erst ermöglicht wurde.

Nicht zuletzt möchte ich auch der vielen Italiener gedenken, die durch ihre Gastfreundschaft wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit beitrugen.

B) EINLEITUNG

I. Lage des Untersuchungsgebietes und verwendete Kartenunterlagen

Das Untersuchungsgebiet (Abb. 1) liegt in Süd-Italien am Ostrand der Abruzzen, 90 km nördlich von Neapel, auf der Wasserscheide der Apenninhalbinsel. In seinem Südteil entspringt der zur Tyrrhenis fliessende Volturno, sein Nordteil entwässert über den Sangro in die Adria. Es umfasst Teile der Provinzen L'Aquila und Campobasso.

Im Westen wird das Untersuchungsgebiet vom Südende der Bergkette des La Meta (2241 m) begrenzt und erstreckt sich nach Osten bis an den Fluss Vandrella. In der Nord-Süd-Richtung reicht es von der Hochebene von Castel di Sangro bis etwa zur Quelle des Volturno (Sorgente Capo Volturno). Im Bezug auf das Koordinatennetz liegt es zwischen 41°37' und 41°45' nördlicher Breite und 1°32' und 1°44' östlicher Länge (bezogen auf den Meridian von Rom/Monte Mario=12°27' östlich Greenwich).

Morphologisch macht sich die Lage des Arbeitsgebietes auf dem Grenzbereich des Hochgebirges der Abruzzen gegen die östlich angrenzende Mittelgebirgslandschaft der Molise durch ein steiles Ansteigen des Geländes von Osten nach Westen deutlich bemerkbar. So liegen die höchsten Erhebungen im Osten etwas unter 1300 m (Monte Curvale 1260 m) und im Westen über 2000 m (Monte Mare 2020 m).

Für die Kartierung wurden folgende Messtischblätter (1:25.000) des Istituto geografico militare (Florenz) verwendet:

Blatt Alfedena	153 III-SW
Blatt Forli des Sannio	153 III-SE
Blatt Castel S. Vincenzo	161 IV-NW
Blatt Colli al Volturno	161 IV-NE

Die Messtischblätter wurden photographisch auf den Masstab 1:12.500 vergrössert.

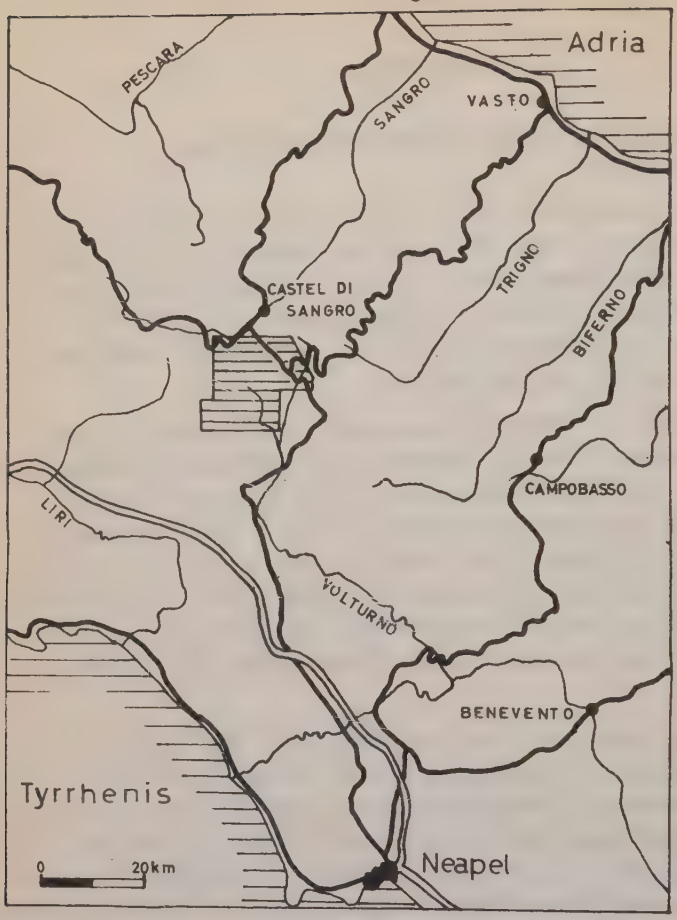


Abb. 1 Lage des Untersuchungsgebietes

II. Geologische Übersicht

Der hier betrachtete Teil Italiens (Abb. 2) besteht aus einer Folge apenninisch streichender Schwellen und Becken. Es sind nach GÖRLER (1968) von intern nach extern im Sinne der orogenen Polarität von AUBOUIN (1960):

Westkalabrien - Cilento-Depression
Kalkapennin-Schwelle
Molise - Golf von Tarent-Depression
Apulien-Schwelle
Ostgargano-Depression

Die Westkalabrien - Cilento-Depression liegt nur randlich auf dem Festland und zeichnet sich nach RICHTER (1967) durch eine Flysch-Abfolge im Alt-Tertiär und eine darüber folgende Molasse-Abfolge des Jung-Tertiärs aus.

Im Nordosten folgt die Kalkapennin-Schwelle (Catena sudappenninica nach SELLI 1962, Appennino calcareo meridionale nach MANFREDINI 1963). Der Kalkapennin bildet die höchsten Erhebungen und damit das morphologische Rückrat Süd-Italiens. Er reicht von den Abruzzen über den Neapolitanischen Kalkapennin bis zum Kalabrischen Massiv und besteht aus Dolomiten und Flachwasserbalken des Mesozoikums. Charakteristisch ist eine Schichtlücke in der M.-Kreide, in der es lokal zur Bildung von Bauxiten kam (Piattaforma centrale con bauxiti nach D'ARGENIO 1963), und eine Schichtlücke im Alt-Tertiär, die von der Miozän-Transgression beendet wird.

Abb. 2. Geologische Übersichtskarte Süd-Italiens, umgezeichnet nach MANFREDINI (1963, 1966).

Parallel zum Kalkapennin schliesst sich im Osten die Molise - Golf von Tarent-Depression an (Avanfossa appenninica nach SELLI 1962, Depressione sudappenninica nach MANFREDINI 1963). Im folgenden wird diese Einheit in Anlehnung an STAUB (1933) kurz Molise-Zone genannt. Sie erstreckt sich von den Flusstälern des Aventino und des oberen Volturno bis zum Golf von Tarent und zeichnet sich morphologisch durch eine weiche Hügellandschaft aus. Die hier aufgeschlossenen Sedimente des Mesozoikums und des Tertiärs tragen zum Teil Flysch-Charakter. Über Kalk-Ton-Hornstein-Serien folgt eine mächtige Ton-Sandstein-Formation. Diese ist im Süden lokal metamorph und von Serpentiniten, Basalten und Granodioriten intrudiert worden.

Im Osten wird die Molise-Zone von einer schmalen pliozän-quartären Tiefenrinne begleitet, die sich vom Golf von Tarent entlang dem Flusstal des Bradano und der adriatischen Küste bis zur Po-Ebene verfolgen lässt. (SELLI 1962, RICHTER 1963, MANFREDINI 1964). Der südlich von Pescara gelegene Teil dieser Tiefenrinne wird als Bradanischer Graben (Fossa bradanica) bezeichnet.

Im Osten schliesst sich daran die Apulien-Schwelle an, die das Gebiet des Gargano und der Murge (Apulien) einnimmt (Avampaese appenninico nach SELLI 1962, Avampaese pugliese nach MANFREDINI 1963). Sie besteht aus flachliegenden mesozoischen Kalken, die denen der Kalkapennin-Schwelle ganz ähnlich sind. Es finden sich auch hier die Bauxite der Mittel-Kreide, und das Miozän transgrediert wieder über mesozoische Kalke.

Im Osten des Gargano gehen die neritischen Jura- und U.-Kreide-Sedimente in mehr pelagische Serien über, die in der Tiefbohrung Foresta Umbra I bis zu ihrem Liegenden, den Anny-driten der O.-Trias, durchteuft worden sind (MARTINIS & PIERI 1964). Diese Ostgargano-Depression (zona Gargano orientale nach PIERI 1966) kann als der gerade noch auf dem Festland gelegene Westrand der 'zone ionienne (sillon mio-geosynclinal)' von AUBOUIN (1960) angesehen werden.

AUBOIN (1960) und MANFREDINI (1966) vermuten, dass sie weiter im Nordwesten mit der Miogeosynklinale der Umbro-Marken in Verbindung steht.

III. Historischer Rückblick

Das Untersuchungsgebiet liegt auf dem Übergangsbereich der Abruzzen zur östlich angrenzenden Molise-Zone. Die Serien dieser stratigraphisch stark unterschiedlichen Einheiten stossen meist abrupt aneinander. Dieser plötzliche Fazies-Wechsel ist Gegenstand vieler Publikationen, in denen es im Prinzip um die Frage geht, ob hier generell ein tektonischer Kontakt vorliegt, oder ob die neritischen Serien des Kalkapennins kontinuierlich in die pelagischen Serien der Molise-Zone übergehen und sich mit diesen normal verzahnen.

Im folgenden Literatur-Rückblick werden neben den Arbeiten, die auf den Kontakt Kalkapennin/Molise-Zone eingehen, auch solche zitiert, die sich mit der Stratigraphie deieses Raumes oder mit dem hier untersuchten Gebiet beschäftigen.

SACCO (1908) unterscheidet zwischen der Kalk-Fazies der Abruzzen und der Ton-Fazies der Molise, wobei die Abruzzen zwischen La Meta und Maiella an NW-SE-streichenden Störungen herausgehoben sein sollen. Aus dem hier untersuchten Gebiet erwähnt der Autor, dass in der Gruppe des La Meta Eozänkalke direkt auf Kalken und Dolomiten des Lias liegen sollen. Weiterhin wird die Bruchzone westlich von Castellone al Volturno und der hier anstehende pleistozäne Travertin genannt.

GRZYBOWSKI (1921) nimmt einen Deckenbau innerhalb des Kalkapennins an. Aus den Ergebnissen der Erdölbohrung bei Pico (Prov. Caserta) und des Wassertunnels der Acquedotte Pugliese durch die Cresta des Gallo schliesst er, dass die Kreidekalke der Monti Lepini und Eozän-Flysch auf Molasse des Miozäns von SW nach NE überschoben seien. Diese Bewegungsrichtung soll für den gesamten Kalkapennin gelten und dadurch der Faziesgegensatz zur Molise-Zone zustande gekommen sein.

STAUB (1933) erklärt den schroffen Faziesgegensatz zwischen den Kalken der Maiella und der Argille Scagliose der Molise-

Zone dadurch, dass die Molise-Sedimente von Ost nach West auf die Maiella überschoben seien. Die Überschiebungsweite dieser Molise-Decke wird auf wenigstens 40 km geschätzt.

Im Unterschied hierzu ist nach BALLY (1954) der Faziesgegensatz an der Maiella in erster Linie durch unterschiedliche Ablagerungsbedingungen zu erklären. So nimmt er an, dass die Argille Scagliose der Molise-Zone unter vulkanischen Einflüssen entstanden seien, das heisst, erhöhter Kohlendioxydgehalt des Meerwassers habe die Kalksedimentation verhindert. Infolge einer nachträglichen Einengung sollen die Sedimente der Molise in Richtung Maiella gering überschoben worden sein, wodurch der schon primär rasche Fazieswechsel noch verstärkt worden sei.

Nach SCARSELLA (1957) ist der Kalkapennin in Richtung Molise-Zone überschoben. Die einzelnen Kalkmassive der Abruzzen und des Matese seien von Störungen begrenzt. Die nördlichen Randstörungen sollen stets unter die Kalkmassive einfallen, während die südlichen vertikal verlaufen sollen. Dieser Bau wird mit der Theorie der 'cunei composti' von MIGLIORINI (1948) erklärt. 'Cunei composti' sind Fächer von nach unten konvergierenden Keilen, die durch horizontale Einengung entstehen. Nach SCARSELLA sind diese Fächer hier in den Abruzzen nordvergent, wodurch sich flache Überschiebungen des Kalkapennins auf den Flysch der Molise ergeben sollen.

BENEO (1958) sieht in der Molise-Zone einen tektonischen Graben, der sich erst im O.-Miozän zwischen Kalkapennin und Gargano-Murge einsenkte. Eine Abfolge von Turbiditen und Olisthostromen soll dann im O.-Miozän —Pleistozän diesen Graben gefüllt haben. Die häufig auftretenden Alt-Tertiärfaunen hält er für umgelagert.

JACOBACCI & MARTELLI (1958) kommen zu einem ähnlichen Ergebnis. Nach diesen Autoren hat sich der Molise-Graben erst nach der Miozän-Transgression gebildet, das heisst, bis zum Zeitpunkt der Transgression soll im Kalkapennin, Molise und Murge eine einheitliche Fazies geherrscht haben. Die generell konkordante Auflage des Miozäns am Rande des Grabens wird

auch für den Bereich des Grabens angenommen. Durch die dann einsetzende rasche Absenkung sei der Graben durch Trübströme und submarine Franen gefüllt worden, wobei sich die Ausbildung der Miozän-Sedimente horizontal und vertikal rasch ändern soll. Die grossen Mengen vormiozäner Fossilien werden für umgelagert gehalten.

SIGNORINI (1962) beschreibt drei autochthone stratigraphische Abfolgen in den Bergen von Frosolone (Zone von Macchiagodena, Zone von S. Angelo di Grotta und Zone von Civitanova del Sannio) und stellt sie der allochthonen Serie von Rionero Sannitico gegenüber. In dieser Arbeit wird zum ersten Mal die tektonische Auflage der Berggruppe des Monte Curvale auf der Ton-Sandstein-Formation des O.-Miozäns erkannt. Eine Serie von Tonen, Mergeln und Kalken des Senons an der Basis der Kalkplatte von Rionero Sannitico soll während des Gleitvorganges als Schmiermittel gewirkt haben. Es werden weiter die Kalkplatten und Fetzen von Tonen und Mergeln beschrieben, die sich südlich der Berggruppe des Monte Curvale in der Ton-Sandstein-Formation befinden. Es sind hier alle stratigraphischen Einheiten wiederzufinden, die in den Bergen von Frosolone autochthon anstehen. Diese Auflösung des ursprünglichen stratigraphischen Zusammenhanges ist nach SIGNORINI durch Gleittektonik zustande gekommen.

SELLI (1962) konstruiert innerhalb der Molise-Zone einen komplizierten Deckenbau. Er unterscheidet in Süd-Italien vier Struktureinheiten: retroterra tirrenica (heutige Tyrrhenis), catena paleoautoctona (Kalkapennin), avanfossa appenninica (Molise und Lucanien) und avampaese appenninica (Gargano und Murge). In allen vier Einheiten liegt nach SELLI (1957) das Miozän transgressiv auf mesozoischen Kalken. Nach dem Autor werden der avanfossa und Teile der catena paleoautoctona von fünf tektonischen Decken überlagert: coltre molisana, coltri sannitiche, coltri silentino-lagonegresi-nordcalabresi, coltre lucane und coltre rossanese. Die gravitativ geglittenen Decken sollen den avanfossa nacheinander erreicht haben und aus der tyrrhenischen Provinz

(retroterra tirrenica) stammen. Die Transportweiten werden mit 100-120 km beziffert.

SIGNORINI & DEVOTO (1962) untersuchen die Kreide-Tertiär-Serien in den Bergen von Frosolone und wiesen eine ununterbrochene stratigraphische Abfolge von der O.-Kreide bis zum Torton nach. Damit wurde mit Hilfe der Mikropaläontologie in der Molise zum ersten Mal die umstrittene Existenz des Alt-Tertiärs bewiesen. Die im Miozän häufig auftretenden Nummulitenbrekzien führten dazu, dass auf dem 1934 von CASSETTI & GROSSI aufgenommenen Blatt Isernia dieser Teil der Molise vollständig die Signatur des Eozäns erhielt. Später wurden von SELLI (1957), JACOBACCI & MARTELLI (1958) und von BENEO (1958) diese Serien generell zum Miozän gerechnet und die Faunen des Alt-Tertiärs insgesamt als umgelagert angesehen.

PESCATORE (1963) gibt eine Beschreibung und stratigraphische Einstufung der Kalkserien des Monte della Rocchetta und des Monte Castelnuovo, die sich im Süden des hier untersuchten Gebietes befinden. Nach dieser Arbeit folgen auf oolithischen Kalken des O.-Jura weisse zuckerkörnige Kalke des Turon bis Maastricht, auf denen wiederum transgressiv Kalke, Tone und Sandsteine des Miozäns liegen.

MANFREDINI (1963) nimmt laterale Übergänge zwischen den Serien des Kalkapennins und der Molise-Depression an. Diese seien jedoch von der späteren Tektonik verdeckt worden und liessen sich dadurch heute nicht mehr verfolgen. Es wird in der Gruppe des La Meta ein stratigraphisches Profil beschrieben, das eine Übergangsfazies zwischen beiden Einheiten darstellen soll. Es folgen hier über Dolomiten und Kalken in der Fazies der Kalkapennins Serien von der O.-Kreide bis zum Miozän. Diese bestehen aus Tonen, Kalken und Hornsteinen und sollen typisch für den Rand der Molise-Depression sein. Der Autor glaubt, dass die Molise-Depression in der M.-Kreide angelegt wurde.

COLACICCHI (1964) beschreibt im Nordosten der Marsica Serien aus der Übergangsfazies zwischen Kalkapennin und Molise-Zone.

Es sind die stratigraphischen Profile der Serra Sparvera, des Rocca di Chiarano und der Prato Piano. Während Lias, Dogger und Teile des Malms in neritischer Fazies des Kalkapennins vorliegen, treten im O.-Tithon die ersten pelagischen Kalke auf. Damit fand die Absenkung der Molise hier im obersten Jura statt. In der Kreide zeichnet sich diese Übergangsfazies durch eine Wechsellagerung von detritischen Kalken mit Mergeln und pelagischen Kalken aus.

PESCATORE (1965) vertritt die Ansicht, dass die Serien des Kalkapennins und der Molise-Depression primär ineinander übergehen. Nach der Ablagerung der obermiozänen Ton-Sandstein-Formation soll der Kalkapennin von SW nach NE auf den Rand der Molise überschoben worden sein. Dadurch lägen die Sedimente beider Faziesräume heute unmittelbar nebeneinander. Eine Ausnahme bestehe im Norden des Matese, wo die stratigraphischen Übergänge noch erkennbar wären.

Durch eine tektonische Phase im Lias sei das Gebiet der heutigen Molise-Depression gehoben worden (Protoapennin), während im Kalkapennin die neritische Sedimentation weiterlief. Diese Hebungsphase soll in der M.-Kreide verspätet die zentralen Teile des Kalkapennins (Piattaforma centrale con bauxiti nach D'ARGENIO 1963) erreicht haben. Gleichzeitig soll in einer Gegenbewegung die Absenkung des Protoapennins und damit die Anlage der Molise-Depression erfolgt sein. Nach PESCATORE sind im Miozän die tonreichen Molise-Sedimente zum Teil von ihrem Untergrund abgeglitten und befinden sich dadurch in parautochthoner Position. Nur die 'Argille Variecolore' oder 'Terreni Caotici' sollen möglicherweise einem tyrrhenischem Becken entstammen.

GÖRLER und RICHTER (1966) sehen Kalkapennin und Molise-Zone als autochthon an. Zwischen beiden beständen laterale Übergänge, die auf Grund synsedimentärer Störungen über kurze Distanz erfolgen sollen. Durch nachträgliche Gleitung und Resedimentation der tonreichen Molise-Sedimente in Richtung Kalkapennin ist dieser Übergangsbereich meist verdeckt. Lokal, wie in dem hier untersuchten Gebiet, ist nach den Autoren die Molise-Zone auf den Rand der Abruzzen überschoben.

PIERI (1966) beschreibt den tektonischen Bau der Monti Simbruini. Diese sollen nach der Interpretation der Ergebnisse der Bohrung Trevi I um wenigstens 13-15 km vom SW nach NE überschoben worden sein. Diese Bewegungsrichtung überträgt er auf den gesamten Kalkapennin und nimmt an, dass dieser die nordöstlich vorgelagerten Depressionen der Umbro-Marken und Lucaniens randlich überfahren hat. Depressionen und Kalkapennin seien jedoch primär durch eine Übergangsfazies miteinander verbunden gewesen.

ACCORDI (1966) entwirft auf Grund von Felduntersuchungen und den Ergebnissen der Bohrung Trevi I ein tektonisches Schema der Abruzzen. Nach diesem nehmen die Überschiebungsweiten von SW nach NE ab. Es werden folgende Transportweiten angegeben: Lepini-Ausoni 50-60 km, Simbruini 40 km, Marsica-Velino und Sirente 13 km, Morrone 7 km und Maiella bis zu 3 km. Eine Schwelle im Gebiet der heutigen Tyrrhenis soll zuerst das detritische Material des O.-Miozäns-Pliozäns und das darin befindliche allochthone Material (frane sottomarine) geliefert haben. Auf dem Nordost-Flügel dieser sich langsam in Richtung Adria bewegenden Schwelle (orogene Welle) sollen die oben genannten tektonischen Einheiten der Abruzzen abgeglitten sein. Er sieht jedoch nur die im Westen liegenden Einheiten der Lepini-Ausoni und der Simbruini als echte, wurzellose Gleitdecken an.

FANCELLI, GHELARDONI & PAVAN (1966) gehen gegenüber ACCORDI noch einen Schritt weiter. Nach ihnen ist der gesamte Kalkapennin allochthon und wird mit dem Deckenbau des Nord-Apennins verglichen. Die gravitativ geglittenen Einheiten der Abruzzen seien wurzellos und schwämmen als Schollen auf der Ton-Sandstein-Formation des O.-Miozäns. Die Längstäler, wie Valle Latina, Val Roveto und Sangro-Tal, werden als tektonische Fenster gedeutet.

CROSTELLA (1967) beschreibt den tektonischen Kontakt zwischen Maiella-Monte Porrara und der daran östlich anschliessenden Molise-Zone. Er nimmt an, dass die autochthone Maiella vom Monte Porrara aus Südwesten überfahren worden ist. Auf diesen beiden Einheiten der Abruzzen sollen die Molise-Sedimente

in mehreren Decken von Süden nach Norden überschoben worden sein.

IV. Problemstellung

Das breite Spektrum der Meinungen über den Zusammenhang Kalkapennin/Molise-Zone reicht von der vollkommenen Allochthonie des Kalkapennins (FANCELLI, CHELARDONI & PAVAN 1966) bis zu einer überwiegenden Allochthonie der Molise-Sedimente (SELLI 1962). Es zeigt deutlich, dass hier ein wichtiges Problem der Geologie Süd-Italiens vorliegt, für das eine allgemein anerkannte Lösung zur Zeit noch nicht existiert.

Diese Arbeit soll durch stratigraphisch-mikropaläontologische Untersuchungen der mesozoischen und tertiären Serien und durch eine tektonische Analyse des Gebietes zwischen oberem Sangro- und oberem Volturno-Tal einen Beitrag zu diesem Problem liefern. Der Kontakt/Kalkapennin Molise-Zone steht also im Vordergrund.

Vordringlichste Aufgabe war eine geologische Aufnahme des Gebietes. Diese erfolgte im Masstab 1:12.500 und stellt eine Erstkartierung dar, da die Aufnahme des Blattes Agnone (1:100.000), auf dem das hier untersuchte Gebiet liegt, noch nicht abgeschlossen ist. Lediglich der äusserste Süden liegt noch auf dem 1934 von CASSETTI und GROSSI aufgenommenen Blatt Isernia (1:100.000), das heute weitgehend überholt ist.

C) STRATIGRAPHIE UND PALÄOGEOGRAPHIE

Das Untersuchungsgebiet besteht aus drei tektonischen Einheiten (Abb. 3):

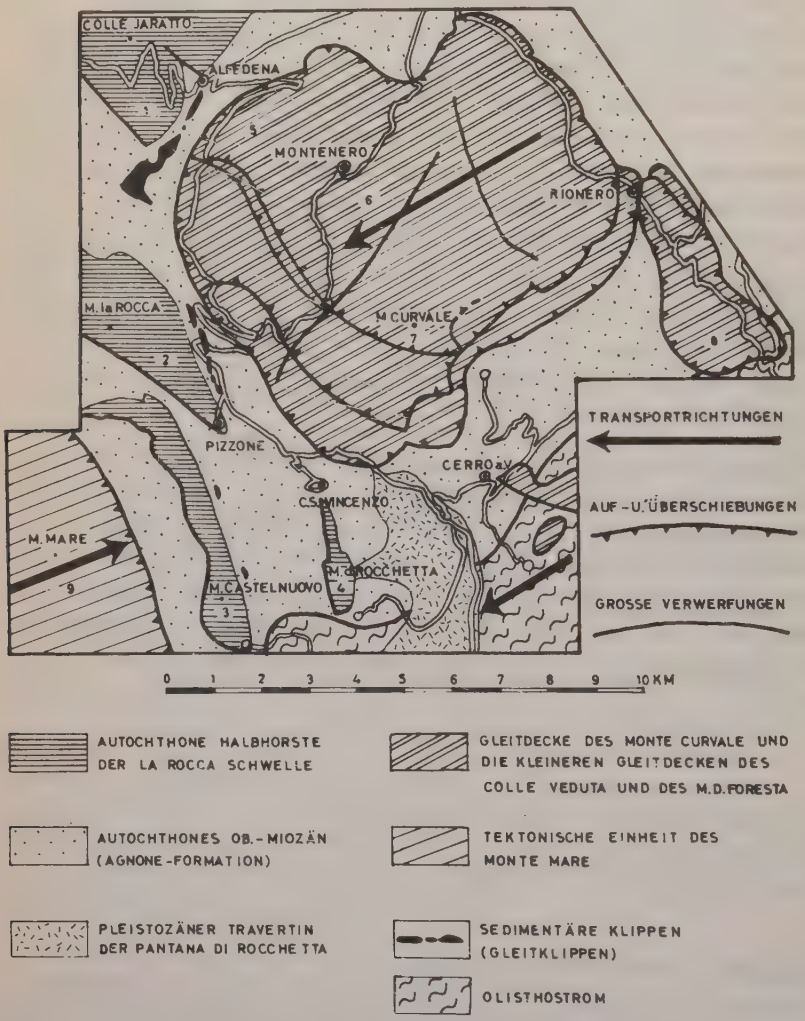


Abb. 3. Geologische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes

1. Die autochthone Bergkette des Colle Jaratto (1263 m), des Monte la Rocca (1544 m), des Monte Castelnuovo (1251 m) und des Monte della Rocchetta (972 m). Diese Einheit wird im folgenden nach ihrer höchsten Erhebung kurz La Rocca-Schwelle genannt. Sie zieht sich von Norden nach Süden durch das gesamte Untersuchungsgebiet. In dieser Einheit ist eine Schichtfolge O.-Jura bis O.-Miozän erschlossen. Auf diesem O.-Miozän liegt
2. im Westen die überkippte Falte des Monte Mare (2020 m) mit Sedimenten von der O.-Trias bis zum O.-Miozän und
3. im Osten die Gleitdecke des Monte Curvale (1260 m). Hier stehen Serien vom Alb bis zum O.-Miozän an.

Die La Rocca-Schwelle gehört faziell zum Kalkapennin und soll zuerst behandelt werden.

Im Gebiet des Monte Mare sind nur aus dem Zeitraum O.-Trias bis U.-Lias Sedimente in neritischer Fazies des Kalkapennins vorhanden. Die darüber folgenden stratigraphischen Einheiten vom Alb bis zum O.-Miozän finden sich in ähnlicher Fazies in der Gleitdecke des Monte Curvale wieder. Sie gehören faziell zur Molise-Zone. Diese beiden Einheiten werden daher im stratigraphischen Teil der Arbeit zusammen behandelt.

I. Stratigraphie der autochthonen La Rocca-Schwelle

a) Canneto-Formation (Malm-Valendis)

Verbreitung: Der Monte la Rocca, der Monte Castelnuovo und der untere Teil des Monte della Rocchetta bestehen aus dieser Formation.

Lithologie: Es sind gutgeschichtete Kalke, in denen braune, graue und weisse Kalkoolithbänke mit gelblich-weissen Porzellankalken alternieren. Die harten Porzellankalke werden von Adern aus grobkristallinem Calcit durchzogen. Nach der Nomenklatur der Karbonatgesteine von FOLK (1962), die auch für die Beschreibung aller folgenden Serien angewendet wird, handelt es sich hier um eine Wechsellagerung von Oospariten und Pel- bis Dismicriten.

Die braunen und grauen Oosparite nehmen zum Hangenden hin eine weisse Farbe an und gehen dann kontinuierlich in oolithische Intrasparite und Biosparite über.

Die Bankmächtigkeiten schwanken zwischen 10 cm und 5 m. Bänke zwischen 20 cm und 80 cm überwiegen deutlich.

Es lassen sich folgende Korntypen unterscheiden:

1. Ooide: Sie haben eine Grösse zwischen 0,5 mm und 2 mm. Der Kern besteht meist aus abgerollten Kalkbruchstücken, seltener aus Foraminiferenschalen. Um diesen legen sich bis zu vierzig konzentrische Anwachsschalen, wobei stets auf eine dunkle Schale aus kryptokristallinem Calcit eine helle Lage aus radial ausgerichteten Calcitkristallen folgt. Zum überwiegenden Teil sind die Ooide während ihres Wachstums zerbrochen, und die Bruchstücke bilden die Kerne neuer Ooide (Abb.5).
2. Onkoide (superficial oölites): Der Kern dieser unregelmässig geformten Körner hat einen grösseren Durchmesser als die Ooidkruste. Sie erreichen Grössen über 2 mm.
3. Pellets: Es sind runde und elliptische Kügelchen aus mikrokristallinem Calcit, die keine innere Struktur aufweisen. Sie haben eine Grösse zwischen 0,05 mm und 0,2 mm. (Nach HATCH, RASTALL & BLACK 1938 sind es Kotpillen von Invertebraten. Nach FOLK 1962 und LEIGHTON & PENDEXTER 1962 können es ausserdem Zusammenballungen von kleinsten Kalkpartikeln oder durch Wasserströmung abgerollte Teile eines wenig verfestigten Kalkschlamms sein).
4. Intraclasts: Es sind abgerundete Kalkbruchstücke, die meist aus Micrit mit eingeschlossenen Foraminiferen oder aus Kalkalgen mit anhaftendem Sediment bestehen. Nach FOLK (1962) werden sie als intraclasts bezeichnet (durch Strömung aufgearbeitete Teile eines schwach verfestigten gleichaltrigen Sediments).
5. Schalenbruchstücke (sceletal fragments): Gastropoden-, Foraminiferen- und Kalkalgenreste.

Die beschriebenen Korntypen liegen in einem spätigem Zement. In den Micriten sind nur die Pellets häufig vertreten und bilden Pelmicrite.

Die Canneto-Formation zeigt erhebliche laterale Faziesvariationen. Nach Osten, also in Richtung Molise-Zone, ist am Monte La Rocca ein Wechsel zu einer mehr pelagischen Fazies zu beobachten. So stehen im Gebiet des Le Cannavine dünnbankige, bituminöse Biomicrite an, die reich an Radiolarien sind.

Auch zwischen dem Nord- und Südende des 6 km langen Bergrückens des Monte Castelnuovo besteht ein deutlicher Faziesunterschied. Im Nordteil bilden Oosparite und Dismicrite ausgezeichnete Aufschlüsse im Flusstal des Rio Colle Alto. Am Südende, im Gebiet des Monte Castelnuovo (1251 m), sind es Biosparite, deren Hauptbestandteile neben der spätigen Matrix Kalkalgen- und Gastropodenreste sind. In kleinen Linsen von nur wenigen Metern Durchmesser treten hier Biostrome mit Korallen, Nerineen und Kalkalgen auf.

Mächtigkeit: Die maximal anstehende Mächtigkeit beträgt am Monte La Rocca 550 m.

Formationsgrenzen und Korrelation: Das Liegende der Canneto-Formation ist im hier untersuchten Raum nicht aufgeschlossen. Auf ihr transgrediert am Monte della Rocchetta das Cenoman und im Gebiet des Monte la Rocca und des Monte Castelnuovo das Miozän.

Aus weiten Bereichen des Kalkapennins ist die Fazies der Canneto-Formation im Zeitreum Jura- U.-Kreide bekannt. In der Nähe des hier untersuchten Gebietes ist eine ähnliche Serie von COLACICCHI & PRATURLON (1965) als 'Teratta Formation' aus der Marsica beschrieben worden. Sie erreicht dort eine Mächtigkeit von 2000 m und umfasst den Zeitraum Dogger bis Neokom.

Fauna:

Kalkalgen: Pianella pygmaea (GÜMBEL)
Clypeina jurassica FAVRE
Salpingoporella annulata CAROZZI
Cayeuxia piae FROLLO
Lithocodium sp.
Bacinella sp.

Foraminiferen: Textularien
Nautiloculina cf. oolithica MOHLER
Trocholina sp.

Gastropoden (Fam.: Nerineidae):
Ptygmatis hoernesi PETERS
Ptygmatis bruntrutana THURMANN
Phaneroptyxis stazycii ZEUSCHNER

Alter: Clypeina jurassica tritt im unteren Teil der Formation auf, während im oberen Teil Pianella pygmaea und Salpingoporella annulata zusammen auftreten. Dies spricht nach SARTONI & CRESCENTI (1962) und PRATURLON (1966) für ein Alter von Kimmeridge bis Valendis. Nautiloculina oolithica ist aus dem Malm bekannt. Die häufigste Kalkalge in der Canneto-Formation ist Cayeuxia piae. Sie ist vom Lias bis zum Alb verbreitet, hat aber nach PRATURLON (1966) eine Blütezeit an der Grenze Tithon/Neokom (Cayeuxia piae-Zone). Der unterste Teil dieser Serie hat ausser Cayeuxia keine Fossilien geliefert. Es wäre denkbar, dass dieser noch zum Dogger gehört. Die in der gleichen Fazies aus der Marsica nördlich des hier untersuchten Gebietes von COLACICCHI (1964) und COLACICCHI & PRATURLON (1965) aus dem Dogger beschriebene Zone mit Protopeneroplis striata WEYNSCHENK konnte trotz zahlreicher Dünnschliffe nicht gefunden werden.

Das Alter der Canneto-Formation wird daher hier mit Malm bis Valendis angegeben, für das auch die Makrofauna spricht. Die drei gefundenen Arten Ptygmatis hoernesi, Ptygmatis bruntrutana und Phaneroptyxis stazycii wurden von PETERS (1855) aus dem O.-Jura von Östereich beschrieben und sind nach SARTONI & CRESCENTI (1962) im Malm und in der U.-Kreide des Kalkapennins weit verbreitet (cenozona a Clypeina jurassica FAVRE e Vaginella striata CAROZZI und cenozona a Salpingoporella appenninica SARTONI & CRESCENTI).

Ablagerungsraum: Die Sedimente der Fazies der Canneto-Formation werden rezent auf der grossen Bahamabank gebildet. Es ist daher gerechtfertigt, die dort herrschenden Faziesverhältnisse auf die hier im Untersuchungsgebiet anstehenden fossilen Kalke zu übertragen.

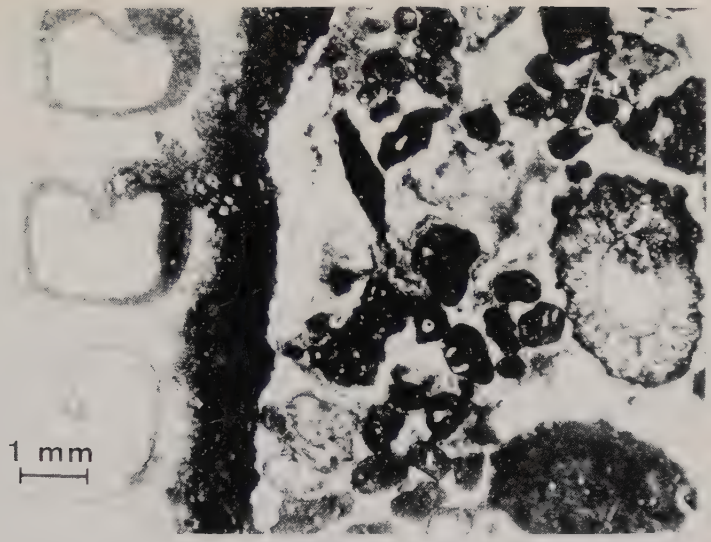


Abb. 4. Mikrofazies des oberen Teils der Canneto-Formation vom Monte Castelnuovo (Tithon). Biosparit mit Nerinea sp. und Pianella pygmaea (GÜMBEL)

Abb. 5. Mikrofazies des unteren Teils der Canneto-Formation vom Monte la Rocca. Oosparit mit 'pellets' (dunkel). Typisch sind die durch starke Wasserbewegung zertrümmerten Ooide, deren Bruchstücke Kerne neuer Ooide bilden.

Die Bahamabank stellt eine submarine Plattform dar (Schelflagune), die auf den Luv- und Leeseiten von Schwellen begrenzt wird, die aus Inseln, Riffen oder Anhäufungen von Kalksand bestehen (NEWELL & RIGBY 1957).

Die Oosparite, Intrasparite und Biosparite und teilweise die Pelmicrite werden auf oder neben der Schwelle auf der Lee-Seite der Bank gebildet (Fazieskarte von IMBRIE & PURDY 1962, S. 271).

Häufigstes Sediment sind hier die Ooide. Durch Wind und Gezeiten wird relativ kühles und an Kalkziumkarbonat gesättigtes Meerwasser auf den Rand der Plattform gespült. Durch rasche Erwärmung über dem flachliegenden Meeresboden wird es schnell an Kalziumkarbonat übersättigt, und Aragonit kristallisiert vorzugsweise an Kernen aus. Durch Wellenbewegung werden die so entstehenden Ooide gerundet.

Der mikrokristalline Calcit-Schlamm (Micrit) wird jenseits des Ooidbereiches im inneren Teil der Schelflagune sedimentiert. Hier ist die Turbulenz und Strömung des Wassers so gering, dass das feine Material nicht in Schwebe gehalten und abtransportiert werden kann.

Im fossilen Bereich des Untersuchungsgebietes sind solche präzisen Angaben über die Faziesbereiche wegen der Bedeckung mit jüngeren Sedimenten nicht möglich. Zur Paläogeographie zwischen O.-Jura und U.-Kreide lässt sich jedoch in grossen Zügen folgendes sagen. Nach Osten, also in Richtung Molise-Zone, verzahnt sich die Canneto-Formation mit pelagischen Sedimenten. So stehen am Ostrand des Monte la Rocca Biomicrite mit Radiolarien an. Gleiche Verhältnisse finden sich nördlich des Untersuchungsgebietes. Nach COLACICCHI (1964) verzahnen sich dort die oolitischen Jurakalke in Richtung Molise mit pelagischen Serien mit Calpionella alpina LORENZ. Die 1962 20 km östlich des Untersuchungsgebietes in der Molise niedergebrachte Bohrung 'Frosolone 2' der Agip Mineraria hat U.-Kreide und O.-Jura in pelagischer Fazies durchteuft (Biomicrite mit Hornsteinen und Mergeln, Brekzien und Kieselschiefer nach PIERI 1966, S. 416).

Nach Westen, in Richtung Abruzzen, keilt die Canneto-Formation aus. So transgrediert im Gebiet des Monte Mare Cenoman auf Dolomiten der O.-Trias - U.-Lias, die normalerweise das Liegende der oolithischen Jurakalke bilden. Das Auskeilen der Jurakalke ist von COLACICCHI & PRATURLON (1965) ebenfalls im Gebiet des La Meta beschrieben worden. Unmittelbar östlich des Monte Mare ausserhalb des Untersuchungsgebietes schalten sich zwischen Cenoman und O.-Trias zuerst wenige Meter oolitische Kalke ein, die 10 km weiter im Val di Canneto eine Mächtigkeit von 500 m erreichen (PESCATORE 1965, S. 129).

Auf Grund der Faziesanalogien zur Bahamabank kann nun angenommen werden, dass der Westteil des Untersuchungsgebietes im Zeitraum Malm-Valendis eine Randschwelle der Abruzzen darstellte, die den Tiefwasserbereich der Molise-Depression von dem inneren Teil der Abruzzen (Schelflagune) abtrennte. Sie war zum Teil, wie im Gebiet des Monte Mare (vergl. Abb. 28), Abtragungsgebiet.

In ähnlicher Weise werden von COLACICCHI (1966) die Abruzzen im Zeitraum Jura- U.-Kreide in zwei Faziesbereiche unterteilt. Die 'facies di piattaforma' (Plattform) nimmt den zentralen und gleichzeitig grössten Teil ein. Um diese legt sich ringförmig die 'facies di soglia' (Schwelle, Riff), die die Abruzzen von der umgebenden 'facies pelagica' der Umbro-Marken und der Molise-Zone abgrenzt.

D'ARGENIO (1966) überträgt diese Vorstellung von der Faziesverteilung auf den gesamten Kalkapennin. Dieser wird auf der tyrrhenischen Seite (fascia tirrenica) und auf der zur Adria gewandten Seite (fascia centro-tirrenica) jeweils von Schwellen begrenzt, die wiederholt Abtragungs- und Sedimentationsgebiete darstellen.

Die Typlokalität der' Formazione del Canneto' (PESCATORE 1964) liegt 10 km westlich des Untersuchungsgebietes im Val di Canneto, 3 km nordnordöstlich von Piscinisco.

b) Rocca Altiera-Formation (Cenoman-Maastricht)

Verbreitung: Die Formation steht am Monte della Rocchetta und in dem Gebiet westlich von Alfedena an.

Lithologie: Es sind weisse, zuckerkörnige Kalklithite mit wenigen Biolithiten (Biostromen) im oberen Teil der Serie. Hauptbestandteil der Kalklithite sind Schalenbruchstücke von Rudisten.

Im oberen Teil der Serie treten am Monte della Rocchetta Bänke auf, die fast nur aus Rudisten bestehen. Es handelt sich hier um Biostrome im Sinne von CUMINGS (1932), also um schlecht geschichtete Bänke, die im wesentlichen aus sessil lebenden Organismen bestehen und keine Erhebung im umgebenden Sediment darstellen. Die Rudistenbiostrome haben eine horizontale Erstreckung von nur wenigen Metern und gehen seitlich in der gleichen Bank in Rudistentrümmerkalke über.

Die Bankmächtigkeit der schlecht geschichteten Kalke schwankt zwischen 1 m und 5 m.

Die Formation liegt am Monte della Rocchetta mit einem 15 m mächtigen Transgressionskonglomerat auf der Canneto-Formation. Dieses Basiskonglomerat hat grobkristallinen Calcit, seltener gelben feinkörnigen Kalk, als Bindemittel. Die Komponenten bestehen etwa zu gleichen Teilen aus:

1. Abgerollten Bruchstücken der darunter anstehenden Canneto-Formation, die Pianella pygmaea (GÜMBEL), Salpingoporella sp., Cayeuxia piae FROLLO und Nerineen enthalten.
2. Abgerollten Bruchstücken der Rocca Altiera-Formation selbst mit Orbitolina sp. und Radiolitiden.

Mächtigkeit: Die Rocca Altiera-Formation erreicht eine Mächtigkeit von 270 m.

Formationsgrenzen und Korrelation: Die Formation liegt im Gebiet des Monte della Rocchetta transgressiv und konkordant auf der Canneto-Formation. Auf ihr folgt ebenfalls transgressiv und konkordant die Cusano-Formation (Miozän).

Abb. 6. Mikrofazies des oberen Teils der Rocca Altiera-Formation vom Monte della Rocchetta (Maastricht). Neben Schalentrümmern von Rudisten Orbitoides sp.

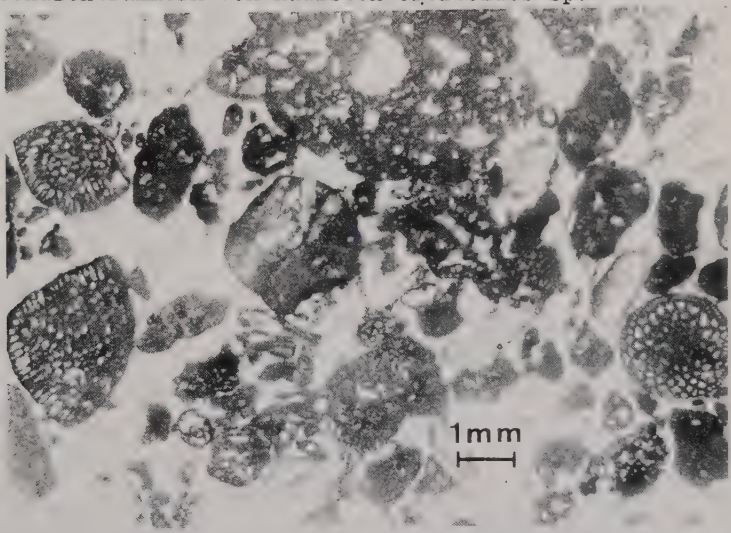


Abb. 7. Mikrofazies des unteren Teils der Rocca Altiera-Formation vom Monte della Rocchetta (Cenoman). Kalklithit mit Orbitolina sp.

Diese an Rudisten und Rudistentrümmern reichen Kalke sind das am weitesten verbreitete O.-Kreide-Sediment des Kalkapennins. Sie sind hier im Westteil der Abruzzen von BALLY (1954) und CATENACCI (1966) aus der Maiella, von COLACICCHI & FRATURLON (1965) aus der Marsica und von PARADISI & SIRNA (1965) aus dem Gebiet zwischen Vallelonga und dem oberen Sangrotal beschrieben worden.

Fauna:
Rotalipora appenninica appenninica (RENZ)
Praeglobotruncana delrioensis (PLUMMER)

Globotruncana caliciformis (DE LAPPARENT)
Globotruncana leupoldi BOLLI
Globotruncana convexa SANDIGE
Globotruncana linneiana (D'ORB.)
Globotruncana lapparenti coronata BOLLI
Globotruncana lapparent tricarinata (QUEREAU)

Orbitolina sp.
Siderolites calcitrapoides (LAMARK)
Suloperculina sp.
Orbitoides media (D'ARCHIAC)

Radiolites sp.
Hippurites sp.
Nerinea sp.
Actaeonella sp.

Alter: Im unteren Teil der Rocca Altiera-Formation treten neben zahlreichen Orbitolinen Rotaliporen auf. Die Serie beginnt also im Cenoman. Die Faunenassoziation Orbitoides media mit Siderolites calcitrapoides im oberen Teil belegt ein Maastricht-Alter.

Das Alter der Rocca Altiera-Formation ist Cenoman-Maastricht.

Ablagerungsraum: Die Flachwasserkalke dieser Formation gehören zum Riffbereich. Nach der Einteilung von HENSON (1950) sind sie der Riffaussenzone zuzuordnen. Hier verzahnt sich der Riffschutt (Kalklithite) mit dem Riff (Biostrome).

Die Typlokalität der 'Formazione di Rocca Altiera' (PESCATORE 1964) liegt am Rocca Altiera, 3 km nordnordöstlich von Settefrati (Frosinone).

c) Cusano-Formation (O.-Burdigal - Helvet)

Verbreitung: Diese geringmächtige Formation steht in schmalen Streifen jeweils an den Osthängen der La Rocca-Schwelle an. Nur auf den flachliegenden Kreidekalken westlich von Alfedena ist sie auf grösseren Flächen aufgeschlossen.

Lithologie: Es sind braune und graue Biolithite und Biomicrite, in die im Hangteil glaukonitische Kalksandsteine eingeschaltet sind. Die Bankmächtigkeit der schlecht geschichteten Kalke variiert zwischen 20 cm und 5 m.

Nach der jeweils dominierenden Fauna lassen sich fünf Fazies-Typen unterscheiden. Diese liegen über- und nebeneinander und zeugen für eine starke Differenzierung der Ablagerungsbedingungen im Flachwasserbereich der La Rocca-Schwelle während des O.-Burdigal-Helvets:

1. Biomicrite mit Heterosteginen, Amphisteginen und Elphidien. Sie stehen an der Basis der Formation im Gebiet des Monte della Rocchetta an (Abb. 11).

2. Biolithite mit Lithothamnien, Elphidien und Amphisteginen. Dieser Kalk ist horizontal und vertikal über die gesamte Serie verbreitet.

3. Biolithite mit Turritellen und Lithothamnien. Dieser Kalk steht im Untersuchungsgebiet nur 1 km westlich von Scontrone am Osthang der Höhe 1201 m an.

4. Biomicrite mit Orbulinen, Globigerinen und Globorotalien. Sie treten nur am Osthang des Monte della Rocchetta auf (Abb. 10). Hier macht sich schon die Tiefwasserfazies der Molise-Depression bemerkbar.

5. Teilweise glaukonitischer Kalksandstein mit Austern, Pecten und Lithothamnien. Dieser Fazies-Typ bildet im gesamten Bereich die obersten 0,5 - 1 m der Formation.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Cusano-Formation nimmt im Untersuchungsgebiet von E nach W zu. So beträgt sie östlich von Pizzone 11 m, am Colle Iannini 17 m. Augenfälliger sind

die Schwankungen im NW des Gebietes. Hier wächst die Mächtigkeit auf eine horizontale Entfernung von 2 km von 4 m am Rio Torto auf 50 m am Nordhang der i Fossati an (Abb. 9).

Formationsgrenzen und Korrelation: In den Gebieten des Monte la Rocca und des Monte Castelnuovo liegt die Cusano-Formation transgressiv und konkordant auf der Canneto-Formation und am Monte della Rocchetta und westlich von Alfedena auf der Rocca Altiera-Formation. Die glaukonitischen Kalksandsteine im Hangendteil der Cusano-Formation leiten in die Tone und Sandsteine der folgenden Agnone-Formation über (Abb. 8).

Interessant ist der Kontakt der Cusano-Formation mit den darunterliegenden mesozoischen Kalken. Obwohl der Lithothamnienkalk am Monte la Rocca und Monte Castelnuovo über Malm/Valendis und im übrigen Bereich der Schwelle über O.-Kreide transgrediert, fehlt trotz der grossen Schichtlücken ein Transgressionskonglomerat. Zwischen mesozoischen und miozänen Kalken besteht ein so scharfer Kontakt, dass sich vom Übergang Dünnschliffe anfertigen lassen (Abb. 11). Die Oberfläche der mesozoischen Kalke hat ein schwach welliges Relief. Lokal finden sich bis zu einem Meter tiefe Karstschlotten, die mit dem braunen Biomicrit des Lithothamnienkalkes ausgefüllt sind.

Die La Rocca-Schwelle stellte also während des Alt-Tertiärs und des U.-Miozäns ein Abtragungsgebiet dar. Auf ihr bildete sich in dem warmen Klima ein schwach welliges, vielleicht sogar karstähnliches Relief heraus. Diese alte Landoberfläche ist dort, wo sie vom Lithothamnienkalk noch überlagert ist, fossil erhalten (Abb. 11).

Verwitterungsschutt oder durch die Miozän-Transgression aufgearbeitetes Material der Jura-Kreidekalke findet sich auf der Schwelle selbst nicht. Andererseits sind Transgressionskonglomerate an der Basis des Miozäns mehrfach, z.B. von SGROSSO (1964), beschrieben worden. Es müssen also im hier untersuchten Gebiet Bedingungen geherrscht haben, die abweichend von grossen Bereichen des Kalkapennins die Bildung eines Transgressionskonglomerats verhindert haben.

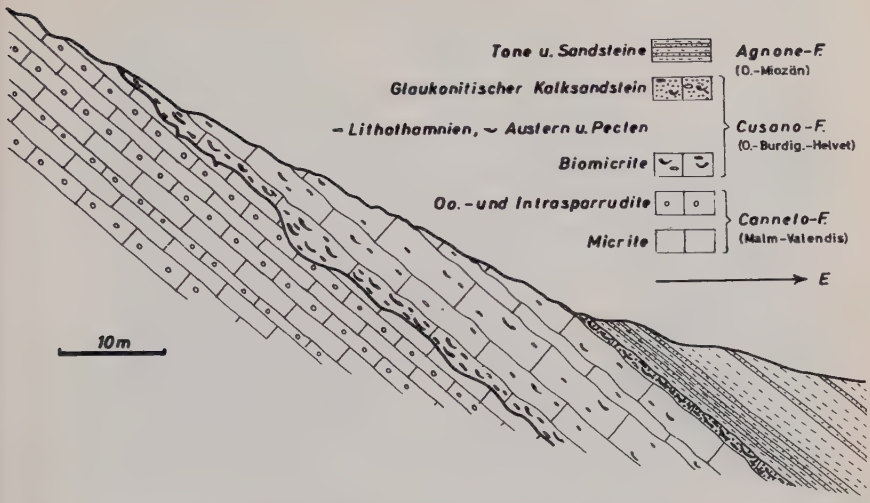


Abb. 8. Miozän-Transgression am Ost-Hang des Monte la Rocca etwa auf der Höhe des Friedhofes von Pizzone. Die Cusano-Formation leitet hier mit einem glaukonitischen Kalksandstein-Horizont in die Agnone-Formation über.

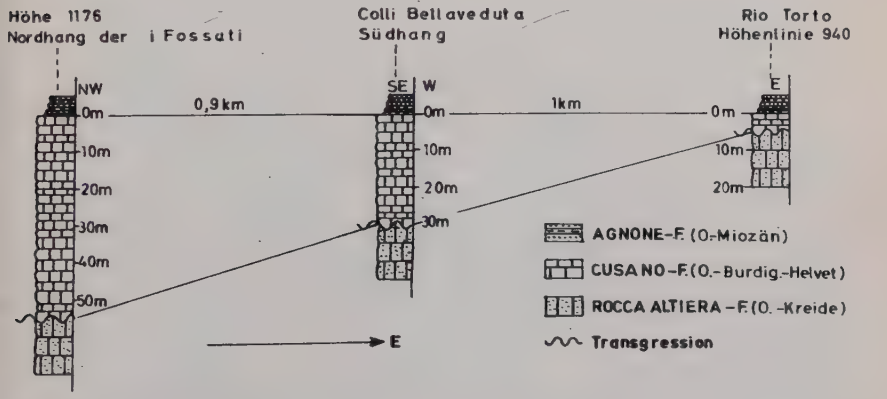


Abb. 9. Mächtigkeitszunahme der Cusano-Formation

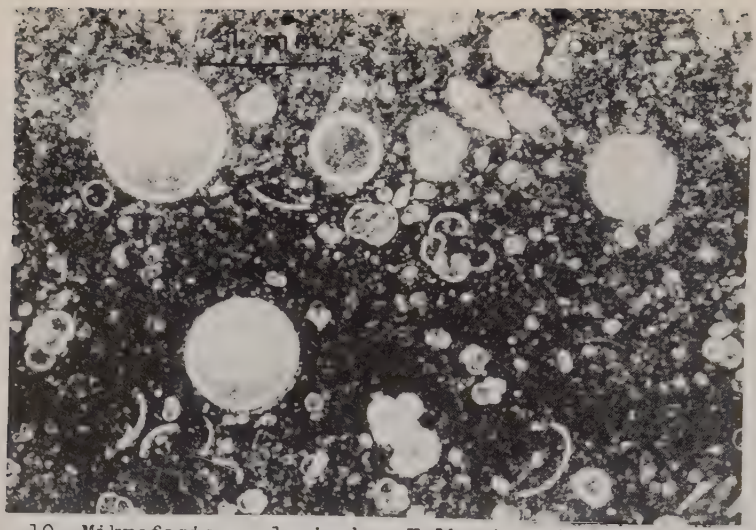


Abb. 10. Mikrofazies pelagischen Kalke innerhalb der Cusano-Formation (O.-Burdigal-Helvet) am Osthang des Monte della Rocchetta. Biomicrit mit Orbulina sp., Globigerina sp. und Globorotalia sp. Die beiden Orbulinen links sind unten mit Sediment und oben mit Sparit gefüllt (fossile Wasserwaage).

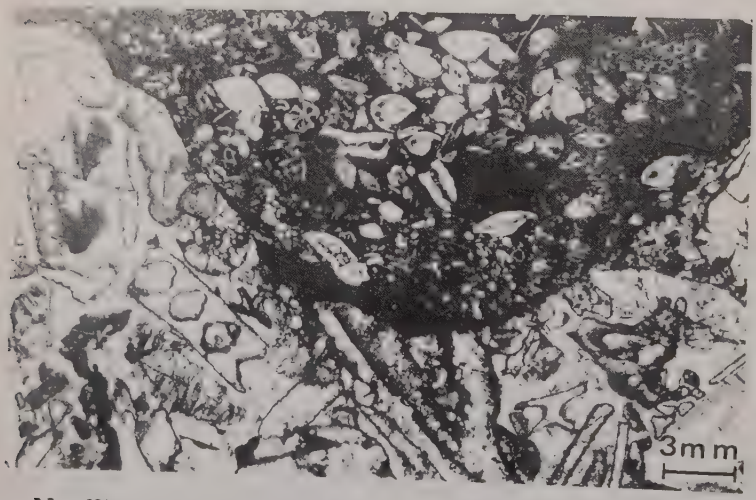


Abb. 11. Miozän-Transgression. Die Cusano-Formation (dunkel) mit Amphistegina sp. und Heterostegina sp. füllt eine Erosionsrinne auf der alten Landoberfläche der Rocca Altiera-Formation (hell) aus (Monte della Rocchetta).

Die La Rocca-Schwelle könnte einmal eine reliefarme, flache Aufwölbung gewesen sein, über die die Transgression, ohne den Untergrund aufzuarbeiten, hinweggegangen ist.

Zum anderen muss das Fehlen eines Transgressionskonglomerats mit dem Charakter der Transgression selbst erklärt werden. In der gesamten Serie, also schon in den untersten Zentimetern, überwiegt Micrit, ein feinkörniger Kalkschlamm (vergl. Abb. 11). Die Wasserbewegung muss schon zum Zeitpunkt der Transgression so gering gewesen sein, dass das feinkörnige Material nicht in Schwebe gehalten und abtransportiert werden konnte. Dies machen ebenfalls die gut erhaltenen Fossilien und das Fehlen klastischen Materials deutlich. Die Höhe der kinetischen Energie des Meerwassers (Wellen, Strömung), 'energy level' nach PLUMLEY, RISLEY, GRAVES & KALEY (1962), ist damit sehr gering gewesen und hat nicht zur Aufarbeitung des Untergrundes ausgereicht.

Unter dem Aspekt der Wasserbewegung wurden die Kalksteine von diesen Autoren genetisch eingeteilt (Typ I-V). Die Cusano-Formation gehört zum Typ I (deposition in quite water).

Die transgressive Auflage der Lithothamnienkalke der Cusano-Formation auf Flachwasserkalke des Mesozoikums gilt für den flächenmässig grössten Teil des Kalkapennins. Der Cusano-Formation ganz ähnliche Kalke sind von BONARELLI (1951), BALLY (1954) und CATENACCI (1966) aus dem Gebiet der Maiella und von PARADISI & SIRNA (1965) aus dem Gebiet zwischen dem Vallelonga und dem oberen Sangrotal beschrieben worden. Die Cusano-Formation kann weiterhin mit den 'calcare di Mastroianni' von OGNIBEN (1958) aus dem Gebiet von Caiazzo (Prov. Caserta) korreliert werden.

Fauna und Flora:

Globigerina sp.
Globigerinoides sp.
Orbulina suturalis BRÖNNIMANN
Orbulina universa (D'ORBIGNY)
Globorotalia scitula (BRADY)
Globorotalia premenardii CUSHM. & STAINF.
Elphidium crispum (LINNE)

Amphistegina sp.
Rotalia sp.
Heterostegina sp.

Ostrea sp.
Pecten sp.
Clamys sp.
Cardium sp.
Terebratula sp.
Turritella sp.

Bryozoen

Lithothamnium sp.
Lithophyllum sp.

Alter: Nach BOLLI (1957) setzen die Orbulinen in Trinidad im O.-Aquitan ein, nach italienischen Autoren auf der Apenninhalbinsel im O.-Langhiano (entspricht etwa dem Burdigal), also um eine Tertiärstufe später (CITA & PREMOLI SILVA 1960 und CRESCENTI 1966). Entsprechend diesen Arbeiten ist der Lithothamnienkalk O.-Burdigal und jünger. Am Osthang des Monte della Rocchetta treten gutgeschichtete Biomicrite auf, die eine reiche planktonische Fauna führen. Neben Orbulinen, hauptsächlich Orbulina suturalis, und Globigerinen treten in grosser Zahl Globorotalien auf. Im wesentlichen sind es ungekielte Formen der Art Globorotalia scitula. Daneben befinden sich deutlich schlanke Formen mit einem schwach entwickelten Kiel der Art Globorotalia praemenardii, die einen Vorläufer von Globorotalia menardii darstellt. Typische Gehäuse von Globorotalia menardii treten erst in den Tonen und Sandsteinen darüber auf. Nach CRESCENTI (1966) ist Globorotalia praemenardii auf das Helvet beschränkt. Dadurch ergibt sich für den Lithothamnienkalk ein Alter von O.-Burdigal-Helvet.

Die Makrofauna wurde von BALLY (1954, S. 163-167) in den Gebieten des Morrone und der südlichen Maiella bestimmt. Hier ergab sich ein Helvetalter.

Ablagerungsraum: Die Fauna der Cusano-Formation weist darauf hin, dass der Lithothamnienkalk in sehr flachem Wasser abgelagert worden ist. Beste Faziesfossilien sind die über die ganze Serie verbreiteten Lithothamnien selbst. JOHNSON (1961) gibt eine Darstellung über die Lebensbedingungen rezenter

Kalkalgen. Neben Salinität, Temperatur und Reinheit des Wassers ist das für die Assimilation benötigte Licht der lebenswichtigste Faktor für Kalkalgen. Im Mittelmeer tritt Lithothamnium hauptsächlich zwischen 6 m und 12 m Wassertiefe auf, wurde jedoch noch vereinzelt in 120 m Tiefe gefunden.

Der Lithothamnienkalk ist also als eine ausgesprochene Flachwasserbildung einer gut durchlichteten, kaum über 100 m tiefen See zu deuten.

Typlokalität der 'Formazione di Cusano' (SELLI 1957) ist der am Ostrand des Matese gelegene Ort Cusano Mutri (Prov. Caserta).

d) Agnone-Formation (Torton-Messiniano)

Verbreitung: Diese Serie bildet die Umrandung der Halbhorste der La Rocca-Schwelle und lässt sich nach Osten in Richtung Molise-Zone und nach Westen in Richtung Abruzzen weit verfolgen. Sie liegt in allen tektonischen Einheiten des Untersuchungsgebietes in gleicher Fazies vor.

Lithologie: Die Agnone-Formation besteht aus einer Wechsellagerung von grauen bis schwarzen Tonen und Mergeln mit braunen und gelblichen Sandstein-Bänken. Zwischen beiden bestehen durch tonige Sandsteine und sandige Tone alle Übergänge. Die Sand-Sedimentation nimmt in der Serie von unten nach oben zu. So überwiegen in den unteren zwei Dritteln die Tone bei weitem und werden in Abständen von 1 - 5 m von 1 - 40 cm mächtigen Sandsteinbänken unterbrochen. Im obersten Drittel überwiegen die Sandsteine, die eine Bank-Mächtigkeit von 3 m erreichen.

Die Sandsteinbänke zeigen in einzelnen Horizonten Rippelmarken oder Unterflächenstrukturen wie Kriech- und Frass-Spuren. Der Durchmesser der eckigen bis kantengerundeten Körner liegt etwa zwischen 0, 1 mm und 1 mm. In allen Dünnschliffen liegt folgender Mineralbestand vor: Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Mikroklin, Calcit (Kalk-Detritus), Biotit,

Muskovit und Erz. Zement ist grobspätiger Calcit, der bis ca. 40 Vol. % ausmachen kann (Kalksandstein). In einigen Dünnschliffen ist der prozentuale Anteil des Zements gering. Nach PETTIJOHN (1956) entspricht der Mineralbestand (Quarzgehalt kleiner als 70 %) dann einem lithischen Sandstein oder einer Subgrauwacke.

Die wenig verfestigte Serie ist durch die Nebenflüsse des Vandrella, des Sangro und des Volturno stark zerschlitzt und bildet typische Badland-Landschaften. Auf Grund der plastischen Tone neigt sie zur Schlipf-Bildung.

Der untere Teil dieser Formation, der etwa das Torton umfasst, trägt Flysch-Charakter. So ist er mit 700 m relativ mächtig und enthält Olisthostrome. Diese sind, wie noch später gezeigt wird, an die einsetzende Tektogenese gebunden. Es liegt hier also ein syn-tektonisches Sediment vor. Ausser der rhythmischen Wechsellagerung von klastischen und pelitischen Bänken fehlen deutliche Gradierung und Unterflächenstrukturen wie flute-, groove- und load-casts als Hinweise auf eine Turbidit-Sedimentation fast vollständig. Weiterhin fehlt die für echte Flysche typische Sandschaler-Fauna. Der untere Teil der Agnone-Formation soll daher hier als ein flyschähnliches Sediment betrachtet werden.

Nach oben geht er in molasse-ähnliche Sedimente des Messiniano über. Es sind mehrere Meter mächtige Sandsteinbänke, die lokal Kreuzschichtung zeigen. Die Fauna der tonigen Zwischenlagen ist äusserst spärlich. Sie enthält zum Teil noch die gleichen Arten des darunterliegenden Tortons. Es fällt jedoch auf, dass diese extrem kleinwüchsig und dünnschalig sind, was eine beginnende Verbrackung anzeigen könnte.

Resedimente: Innerhalb der Agnone-Formation treten sedimentäre Klippen und Olisthostrome auf. Sie bestehen ausschliesslich aus resedimentiertem Material der Molise-Zone. Auf sie wird daher erst nach der Beschreibung der Molise-Stratigraphie eingegangen.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Agnone-Formation ergibt sich aus der Konstruktion der Profile. Sie beträgt etwa 800 - 1000 m. Dieser Wert kann noch etwas höher sein, da das Hangende fehlt, und im Osten des Gebietes auch das Liegende nicht aufgeschlossen ist.

Formationsgrenzen und Korrelation: Der stratigraphische Kontakt zur Cusano-Formation im Liegenden ist scharf (Abb. 8). Im Hangenden folgt diskordant der pleistozäne Travertin der Pantana die Rocchetta.

Die Agnone-Formation entspricht der 'Formazione di Pietraroia' und dem oberen Teil der 'Formazione di Frosolone' von SELLI (1957). Weiterhin kann sie mit dem 'flysch di Moleta' von OGNIBEN (1958) und mit der stratigraphischen Einheit 'E' von SIGNORINI & DEVOTO (1962) korreliert werden.

Fauna:
Im unteren Teil enthält die Agnone-Formation eine reiche, überwiegend planktonische Fauna:

Ammodiscus sp.
Quinqueloculina sp.
Robulus gibbus (D'ORB.)
Robulus rotulatus (LAMARK)
Bolivina antiqua D'ORB.
Bolivina arta CACFADYEN
Bolivina dilatata REUSS
Bulimina aculeata (D'ORB.)
Elphidium crispum (LINNE)
Elphidium marcellum (FICHTEL & MOLL)
Planomalina sp.
Globorotalia mayeri CUSHM. & ELLISOR
Globorotalia menardii (D'ORB.)
Globorotalia menardii miocenica PALMER
Globorotalia scitula (BRADY)
Globorotalia scitula gigantea BLOW
Globorotalia scitula praescitula BLOW
Globorotalia obesa BOLLI
Globorotalia pseudopachyderma (CITA & PREMOLI SILVA)
Globorotalia imcompta (CIFELLI)
Globigerina nepenthes TODD
Globigerina bulloides (D'ORB.)
Globigerina decoaperta TAKAYANUGI & SAITO
Globigerina apertura CUSHM.
Globigerinoides trilobus trilobus (REUSS)
Globigerinoides trilobus immaturus (LE ROY)

Globigerinoides ruber (D'ORB.)
Globigerinoides quadriloba BANNER & BLOW
Sphaeroidinella rutschi CUSHM. & RENZ
Sphaeroidinella grimsdalei (KEIJZER)
Orbulina suturalis BRÖNNIMANN
Orbulina universa (D'ORB.)
Orbulina bilobata (D'ORB.)
Cibicides floridanus (CUSHM.)
Cibicides pseudoungerianus (D'ORB.)
Nonion soldanii (D'ORB.)
Nonion pompiloides (FICHTEL & MOLL)
Gyroidina soldanii (D'ORB.)

Fischotholithe

Alter: Eine sehr ähnliche planktonische Fauna wird von CITA, PREMOLI SILVA & ROSSI (1965) aus der Typ-Lokalität des Tortons genannt. Tortones Alter ist durch das genannte Auftreten von Globorotalia menardii und Globigerina nepenthes sicher belegt.

Von den wenigen fossilführenden Proben des oberen Drittels der Agnone-Formation enthielt keine die aufgeführten Globorotalien, sondern neben Benthos (Bulimina) Globigerinoides trilobus, Orbulina suturalis und Orbulina universa. Diese Fauna ist untypisch und lässt eine direkte Altersbestimmung nicht zu. In Italien ist das über den Torton folgende Messiniano durch eine Regression gekennzeichnet. So treten z.B. in der Molise und in Sizilien im Messiniano Gipse auf. Im hier untersuchten Gebiet ist der obere Teil der Agnone-Formation in Molasse-Fazies ausgebildet. Diese Fazies im oberen Miozän ist nach CRESCENTI (1966, S. 21) durch eine 'crisi di salinita' bedingt, und er bezeichnet das Messiniano als 'zona a Tanatocenosi povera ed oligotipica'. Es wird im Liegenden durch das fossilreiche Torton und im Hangenden durch das fossilreiche U.-Pliozän begrenzt.

Das Alter der Agnone-Formation wird hier mit Torton-Messiniano angegeben.

Ablagerungsraum: Im Anschluss an die Flachwasserkalke der Cusano-Formation fand eine rasche Absenkung statt, und es werden die flysch-ähnlichen Sedimente des unteren Teils der Agnone-Formation abgelagert. Sie haben einen hohen Bitumen-

gehalt, und die Foraminiferen sind zum Teil pyritisiert. Die Mikrofauna besteht etwa zu 80 % aus planktonischen Formen. Offensichtlich kam es durch fehlenden vertikalen Wasseraustausch zur Bildung einer H_2S-reichen Bodenzone, in der die Entwicklung bentonischen Lebens weitgehend unterdrückt wurde.

Nach dem Torton beginnt eine allmähliche Verflachung, die zu den molasse-ähnlichen Sedimenten des oberen Teils der Agnone-Formation führt, mit denen im hier untersuchten Gebiet die Sedimentation beendet ist.

Die Ton-Sandstein-Fazies der Agnone-Formation stellt eine einschneidende sedimentologische Änderung dar. Vom O.-Jura bis zum Helvet fand auf der La Rocca-Schwelle eine reine Kalksedimentation statt. Diese wird im Torton schlagartig von der Ton-Sandstein-Sedimentation abgelöst (Abb. 8), was nur durch das Auftauchen einer kristallinen Schwelle bedingt sein kann. Deutlich machen dies die im obersten Teil der Serie bekannten kristallinen Gerölle. Sie sind im Norden von BALLY (1954) aus dem Gebiet östlich von Palena und vom Oberlauf des Fiume Vella und von STEFFENS (1968) aus dem Trigno-Tal nördlich von Pescolanciano beschrieben worden. Es handelt sich um Granit, Granodiorit, Granitaplit, Quarzdiorit, Quarzporphyr und Quarzdioritporphyrit.

In jüngerer Zeit ist die Lage des kristallinen Liefergebietes, abgesehen von dem sehr weit entfernten Kalabrischen Massiv, von MANFREDINI (1963) in der Adria und von ACCORDI (1966) in der Tyrrhenis vermutet worden.

Typlokalität der 'Formazione di Agnone' (SELLI 1962) ist der Ort Agnone (Prov. Campobasso).

e) Stratigraphische Profile (Kalkapennin-Fazies)

Monte Castelnuovo (Profil I)

Das Profil beginnt am Westfuss des Monte Castelnuovo und geht in ENE-WSW-Richtung über diesen Berg hinweg bis zum Tal des

Rio Rocchetta zwischen Monte Castelnuovo und Monte della Rocchetta (die stratigraphischen Profile sind in der geologischen Karte eingetragen). Mit Ausnahme des unteren Teils der Agnone-Formation ist das Profil hervorragend aufgeschlossen. Die Canneto-Formation zeichnet sich hier durch einen hohen Gehalt an Makrofossilien (Gastropoden und Korallen) aus, die zusammen mit Kalkalgen in einigen Horizonten Biostrome bilden. Das Miozän transgrediert mit den Lithothamnienkalken an der Basis auf die Malm-Valendis-Kalke der Canneto-Formation.

Monte della Rocchetta (Profil II)

Das Profil beginnt am Westfuss des Monte della Rocchetta und geht in E-Richtung über diesen Berg hinweg bis zur Hochebene der Pantana di Rocchetta. Die Agnone-Formation und der Travertin sind auf der Profillinie nur sporadisch aufgeschlossen. Das Profil zeigt die Cenoman-Transgression auf die Jura-Unterkreide-Kalke der Canneto-Formation und die Miozän-Transgression auf die O-Kreide-Kalke der Rocca Altiera-Formation. Hier am externen Rand der Schwelle macht sich die Tiefwasserfazies des Molise-Beckens bemerkbar, da in den Lithothamnienkalken der Cusano-Formation pelagische Kalke mit Orbulinen und Globigerinen (Abb. 10) eingeschaltet sind.

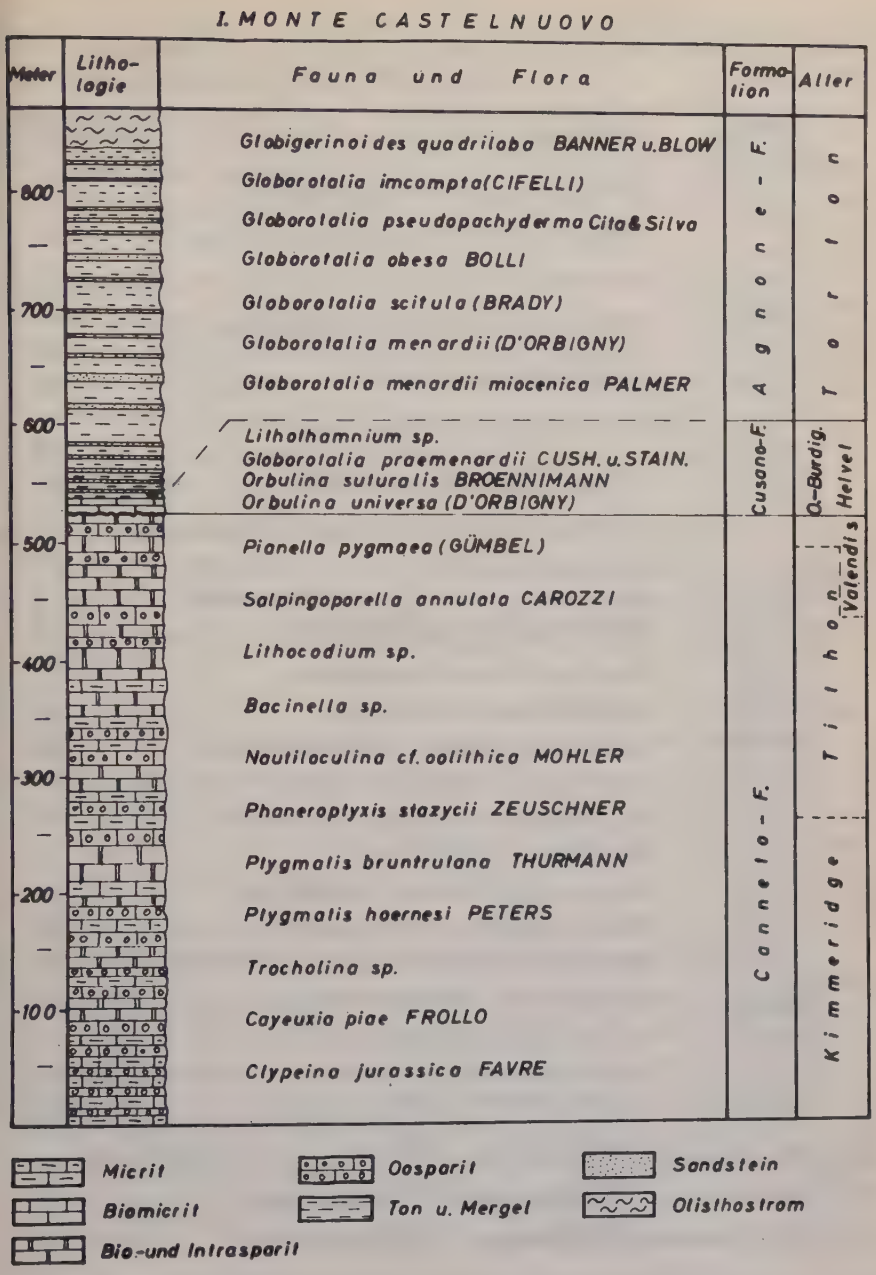


Abb. 12. Stratigraphisches Profil des Monte Castelnuovo (1251 m)

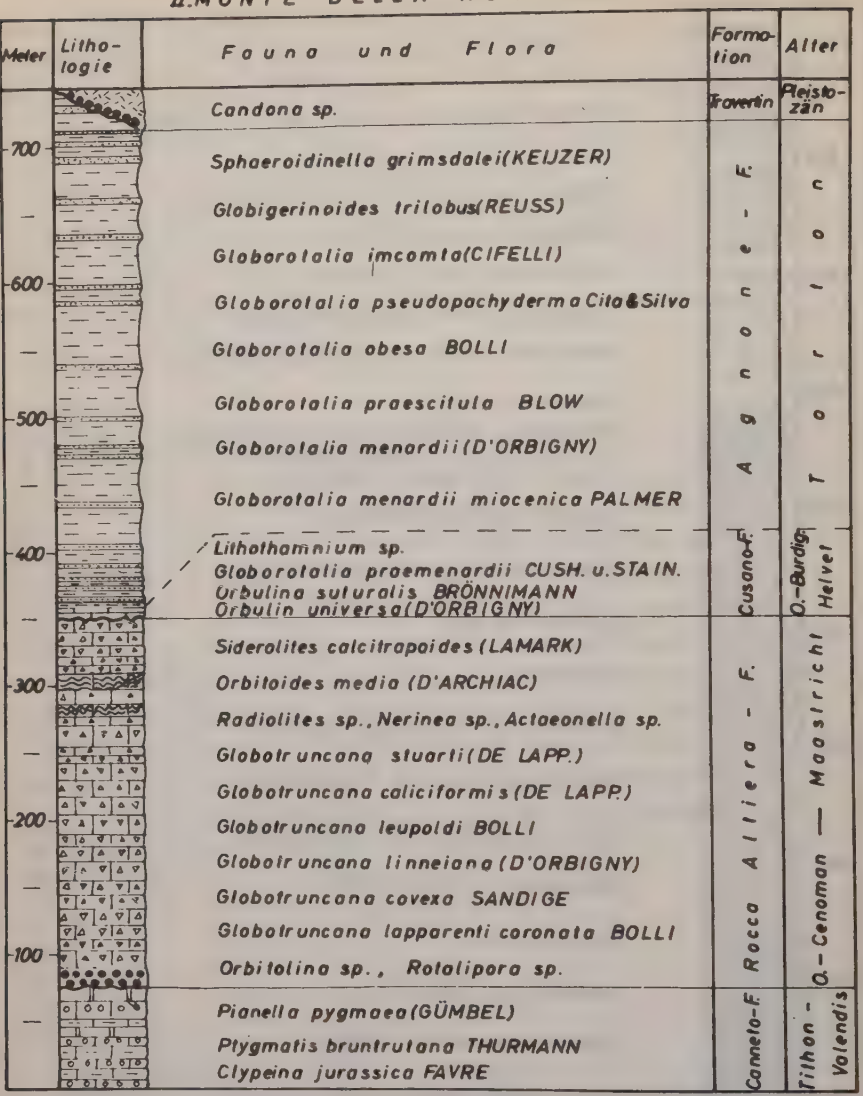


Abb. 13. Stratigraphisches Profil des Monte della Rocchetta (972 m)

II. Stratigraphie der tektonischen Einheit des Monte Mare und der Gleitdecke des Monte Curvale

a) Fontegreca-Formation (O.-Trias - U.-Lias)

Verbreitung: Diese aus Dolomiten bestehende Formation steht nur in der tektonischen Einheit des Monte Mare an. Sie bildet den Kern der liegenden Falte.

Lithologie: Die unteren 400 m des Dolomits sind grau bis braun und gut geschichtet. In den 20 - 80 cm mächtigen Straten sind Lagen und Knoten von Hornsteinen eingeschaltet. Der Korndurchmesser des im Handstück völlig dicht erscheinenden Dolomits schwankt zwischen 0,008 mm und 0,08 mm. Nach der Folk'schen Einteilung entspricht dies etwa den drei Klassen: sehr fein, fein und mittelkristallin.

In den oberen 150 m ist der Dolomit weiss und schlecht geschichtet. Die Bänke erreichen hier eine Mächtigkeit von ca. 8 m. Die Grösse der Kristalle variiert zwischen 0,08 mm und 0,3 mm, was einem mittel- bis grobkristallinen Dolomit entspricht.

Mächtigkeit: Etwa 1 km nördlich des Monte Mare steht diese Serie in einer Mächtigkeit von 1100 m an. Dieser Wert muss jedoch halbiert werden, da hier im Faltenkern die Dolomite des Liegend- und des Hangendflügels direkt aufeinander liegen. Es ergibt sich so für die Fontegreca-Formation eine erschlossene Mächtigkeit von ca. 550 m.

Formationsgrenzen: Das Liegende der Formation ist nicht aufgeschlossen. Auf ihr liegt transgressiv das Alb.

Korrelation und Alter: Die Dolomite haben ausser Radiolarien im unteren Teil und stark umkristallisierten und unbestimmbaren Gastropoden aus dem oberen Teil keine Faunen geliefert. Dadurch ist eine unmittelbare stratigraphische Einstufung nicht möglich. Auf diese Serie transgrediert im Norden (COLACICCHI & PRATURLON 1965) und im Westen (PESCATORE 1964, 1965) die Canneto-Formation. Damit sind die Dolomite älter als Malm.

SARTONI & CRESCENTI (1962) beschreiben solche Dolomite aus mehreren Profilen von der Basis der meritischen Serien des Kalkapennins. Sie sind stets extrem fossilarm und werden in den Zeitraum O.-Trias bis U.-Lias gestellt, (zona atipica). An der Basis des Monte Monaci di Gioia im Matese werden diese fossilarmen Dolomite von CATENACCI, DE CASTRO & SGROSSO (1963) zum U.-Lias gerechnet. Auf Grund von Megalodon-Abdrücken stellt sie PESCATORE (1965) östlich des Untersuchungsgebietes im Val Canneto in den Zeitraum Trias-Infralias.

SIRNA (1966) beschreibt auf der Nordseite des Sangro-Tales bei Viletta di Barrea eine 700 m mächtige Dolomit-Serie. Diese gleicht völlig den Dolomiten des hier untersuchten Gebietes. Sie sind gut geschichtet, enthalten Lagen und Knoten von Hornsteinen, und die Bankmächtigkeit liegt zwischen 20 cm und 50 cm. Nach SIRNA haben sie auf Grund folgender Lamellibranchiaten ein Alter von U.-Lias:

Pteria gracilis (MÜNSTER)
Aequipecten aequiplicatus (TERQUEM)
Aequipecten acutiradiatus (MÜNSTER)
Entolium calvum GOLDFUSS
Pleuromya cfr. tauromenitana SEGUENZA

Das Alter der Fontegreca-Formation wird von den oben genannten Autoren übernommen und hier mit O.-Trias bis U.-Lias angegeben.

MANFREDINI (1963) rechnet die Dolomite des Monte Mare auf Grund einiger schlecht erhaltener Nerineen aus dem obersten Teil zur U.-Kreide. Da anderenorts über diesen Dolomiten Malm transgrediert, kann diese Einstufung nicht richtig sein. Nerineen wurden auch hier gefunden. Diese sind jedoch umgelagert und befinden sich in den darüber folgenden Alb/Cenoman-Kalken.

Ablagerungsraum: Die Dolomite der O.-Trias - U.-Lias, deren Liegendes aus Tagesaufschlüssen nicht bekannt ist, bilden im Kalkapennin stets die Basis der mesozoischen Flachwasser-

sedimente. Es hat also in diesem Zeitraum im gesamten Bereich eine einheitliche Fazies bestanden.

Typlokalität der 'Formazione di Fontegreca' (PESCATORE 1964) ist der 12 km östlich von Venafro (Prov. Campobasso) gelegene Ort Fontegreca.

b) Indiprete-Formation (Alb - U.Cenoman)

Verbreitung: Die Formation liegt im Gebiet des Monte Mare transgressiv auf der Fontegreca-Formation und bildet das älteste anstehende Sediment der Gleitdecke des Monte Curvale. Hier steht sie in den Gebieten des Prato delle Fosse, des Val Afrina und des La Spina an.

Lithologie: Sie besteht aus einer Wechsellagerung von dunkelgrauen, selten weinroten Tonen und Mergeln mit Kalklithiten und Konglomeraten. In den Tonen und in den Kalkbänken befinden sich Lagen und Knoten von schwarzen Hornsteinen. Diese haben im Gebiet des Monte Mare erheblichen Anteil am Volumen dieser Serie. Der Hangschutt im Val Viata westlich des Monte Marrone (1805 m) besteht fast ausschliesslich aus dem Verwitterungsgruss dieser Hornsteinbänke.

Im Gebiet der Gleitdecke des Monte Curvale haben die Kalkbänke eine durchschnittliche Mächtigkeit von 10 - 50 cm. Im wesentlichen sind es Kalkbrekzien, seltener Konglomerate mit einem Durchmesser der abgerollten Kalktrümmer von max. 3 cm.

Charakteristisch für die Kalkbänke dieser Serie sind Spalten mit einem vertikalen Versatz im Zentimeterbereich, die durch grobkristallinen Calcit ausgefüllt sind. Sie überziehen das Gestein mit einem Netz, das etwa einem Trockenrissmuster ähnelt. Meist halten die Sprünge nur über kurze Strecken aus und gehen schnell in die ungestörte Bank über. Die Spalten können auf Grund ihrer Richtungslosigkeit und ihres stets vertikalen Versatzes nicht auf tektonischem Wege zustande gekommen sein. Folgende Erklärung wäre möglich: Die Kalkbänke sind gegenüber den Tonen erheblich früher diagenetisch verfestigt. Diese starren Platten sind während

der weiterlaufenden Diagenese und Sackung der darunter liegenden mehrere Meter mächtigen Tonlagen in einzelne Schollen zerbrochen, die vertikal gering gegeneinander versetzt worden sind.

Die feinkörnigen Kalklithit-Bänke haben einen äusseren braunen und einen inneren hellen Bereich. Dies ist eine Folge der Brauneisenverwitterung des in dieser Serie häufig auftretenden Pyrits. Hierdurch lassen sich gleichzeitig die idiomorphen Gips-Kristalle erklären, die in mehreren Schlämmproben der Tone und Mergel gefunden wurden. Durch Hydrolyse des durch Oxydation entstandenen Eisensulfates bildet sich freie Schwefelsäure, die sich mit dem Kalk der Mergel zu Gips umsetzt.

Die hier beschriebenen Kalklithit-Bänke sind im Gebiet des Monte Mare selten und werden hier durch max. 5 m mächtige Konglomeratbänke ersetzt. Offenbar lag hier das Liefergebiet des klastischen Materials in unmittelbarer Nachbarschaft. Die Komponenten des Konglomerats erreichen Kopfgrösse. Die Zwischenräume sind mit einem feinkörnigen, eckigen Kalkdetritus ausgefüllt. Zement ist schwarzer Micrit.

Am Osthang des Monte Mare tritt an der Basis der Indiprete-Formation ein 2 m mächtiges Transgressionskonglomerat auf, dass in Richtung Norden an Mächtigkeit zunimmt. Es erreicht nordwestlich des Monte Calvello (2039 m) ausserhalb des Kartierungsgebietes eine Dicke von 90 m. Die Bestandteile dieses Transgressionskonglomerats sind:

1. Schwarze Hornsteine, die dieser Formation selbst entstammen,
2. Dolomite der darunter anstehenden Fontegreca-Formation,
3. Oo-, Bio- und Intraspartite mit Cayeuxia piae FROLLO, Pianella sp. und Ptygmatis bruntrutana THURMANN. Nach Lithologie, Fauna und Alter entstammen diese Komponenten der Canneto-Formation der La Rocca-Schwelle.

Die Indiprete-Formation tritt, wie alle folgenden stratigraphischen Einheiten der Molise-Zone auch als Resediment innerhalb eines grossen Olisthostroms im Süden des Untersuchungsgebietes auf. Hier und auf der Gleitdecke des Monte Curvale trägt sie Flysch-Charakter. So stellen die Kalklithite Turbidit-Bänke dar. Sie sind deutlich gradiert und tragen auf der Unterfläche zahlreiche Spuren und Marken wie Weidespuren, Fressbauten und 'flute casts'. Es handelt sich jedoch nicht um ein syn-orogenes Sediment, da die Orogenese erst bedeutend später einsetzt. Da weiterhin ein Sandschaler-Benthos fehlt, soll die Indiprete-Formation hier als flyschähnlich bezeichnet werden. Sie gleicht dem ebenfalls flyschähnlichen unteren Teil der Agnone-Formation ausserordentlich, da die braun verwitternden Kalke mit den ebenfalls braunen Sandsteinen in ihrer Farbe fast übereinstimmen.

Mächtigkeit: Die Indiprete-Formation steht in einer Mächtigkeit von 90 m bis 150 m an. Da auf der Gleitdecke des Monte Curvale das Liegende der Formation nicht aufgeschlossen ist, besteht die Möglichkeit, dass der Wert von 150 m noch überschritten wird.

Formationsgrenzen und Korrelation: Die Indiprete-Formation liegt im Gebiet des Monte Mare transgressiv und konkordant auf der Fontegreca-Formation. Nach oben geht sie kontinuierlich in die normal folgende Monte Coppe-Formation über.

COLACICCHI (1964) beschreibt eine ähnliche Serie aus dem Nordosten der Marsica. Sie hat dort ein Alb-Alter.

Fauna:

Ammodiscus sp.
Orbitolina sp.
Ticinella roberti(GANDOLFI)
Hedbergella planispira (TAPPAN)
Praeglobotruncana delrioensis (PLUMMER)
Rotalipora appenninica appenninica (RENZ)
Globotruncana imbricata MORNOD

Radiolarien
Schwammnadeln

Radiolarien dominieren in allen Schlämmproben über planktonischen Foraminiferen. Lokal treten sie in so grossen Mengen auf, dass als Schlämm-Rückstand ein reines Konzentrat von Radiolarien-Gehäusen zurückbleibt. Die Foraminiferen sind dagegen extrem selten. So enthält etwa nur jede zehnte Probe eine brauchbare Fauna. Dies könnte mit der Annahme von HERM (1962, S. 22) erklärt werden, nach der die pelagischen Foraminiferen durch Nahrungskonkurrenz durch Radiolarien unterdrückt werden.

Alter: Die Kleinforaminiferen befinden sich sowohl in den Kalkbänken als auch in den Mergeln. Orbitolinen treten nur in den detritischen Kalken auf. Sie sind somit mit dem Detritus eingeschwemmt und entstammen der Randfazies des Molise-Beckens. Als umgelagerte Fauna sind sie damit nur mit dem Zusatz 'jünger als' verwendbar. Da sie weiterhin schlecht erhalten sind und für orientierte Schliffe nicht isoliert werden konnten, wurde eine für die Altersbestimmung notwendige Art-Bestimmung nicht durchgeführt.

Die planktonische Fauna spricht nach BORSETTI (1962) für ein Alter von Alb bis U.-Cenoman. Im oberen Teil tritt vereinzelt Rotalipora appenninica appenninica zusammen mit Hedbergella planispira auf. Damit erreicht die Indiprete-Formation nicht das M.-Cenoman.

Ablagerungsraum: Die Turbiditbänke der Indiprete-Formation lassen vermuten, dass die Sedimentationsbedingungen in der Molise-Zone im Zeitraum Alb - U.-Cenoman denen echter Flysch-Tröge etwa entsprachen. Die Liefergebiete des ausschliesslich aus Kalkdetritus bestehenden klastischen Materials waren die Randschwellen (Kalkapennin-Schwelle und Apulien-Schwelle) des Molise-Beckens.

Typlokalität der 'Formazione di Indiprete' (PESCATORE 1964) ist der 11 km östlich von Isernia gelegene Ort Indiprete (Prov. Campobasso).

c) Monte Coppe-Formation (M.-Cenoman - Coniac)

Verbreitung: Gut aufgeschlossene Profile durch diese Serie befinden sich am Osthang des Monte Mare und auf der Gleitdecke des Monte Curvale am Westhang des Monte Fosse (1176 m) und am Westhang des Monte Portella (1053 m).

Lithologie: Die Serie besteht aus einer Wechsellagerung von weissen, plattigen Kalken mit roten und grünen Mergeln. Fast jede Kalkbank schliesst Lagen und Knoten von roten, selten grauen und schwarzen Hornsteinen ein. Nach Litho- und Biofazies (Globotruncanen) handelt es sich hier um eine Scaglia-Abfolge.

In Dünnschliffen erwiesen sich die Kalke zum grössten Teil als Biomicrite mit rein planktonischer Fauna. Untergeordnet treten Kalklithite auf, die neben Globotruncanen Orbitolina sp. und Cuneolina sp. enthalten. Die gradierten Brekzien-Känke erreichen am Colle Apone südlich des Monte Curvale eine Mächtigkeit von 1,5 m. Die normale Bankdicke der plattigen Scaglia-Kalke liegt zwischen 1 cm und 15 cm.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Monte Coppe-Formation variiert zwischen 50 m und 120 m.

Formationsgrenzen und Korrelation: Im Hangenden der Monte Coppe-Formation folgt entweder mit kontinuierlichem Übergang die Coste Chiavarine - Formation oder mit scharfen stratigraphischem Kontakt die Monte Calvello-Formation. Nördlich des hier untersuchten Gebietes ist diese Scaglia-Abfolge von MANFREDINI (1963) und PESCATORE (1965) aus dem Gebiet des La Meta und von COLACICCHI (1964) aus der Marsica beschrieben worden.

Fauna:

Clavulinoides sp.
Cuneolina sp.
Orbitolina sp.
Praeglobotruncana delrioensis (PLUMMER)
Praeglobotruncana stephani stephani (GANDOLFI)

Rotalipora appenninica balernaensis (GANDOLFI)
Rotalipora appenninica appenninica (RENZ)
Rotalipora reicheli (MORNOD)
Rotalipora cf. greenhornensis (MORROW)
Globotruncana renzi GANDOLFI
Globotruncana lapparenti angusticarinata GANDOLFI
Globotruncana linneiana (D'ORB.)
Globotruncana lapparenti coronata BOLLI
Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU)

Radiolarien
Schwammnadeln

Im unteren Teil der Serie treten Rotalipora appenninica appenninica, Praeglobotruncana delrioensis und Praeglobotruncana stephani stephani zusammen auf, was nach BORSETTI (1962) einem Alter von M.-Cenoman entspricht. Im oberen Teil dominieren Formen der Lapparenti-Gruppe. Globotruncanen des Santon-Campan wurden nicht gefunden, sondern erst an der Basis der darüber folgenden Monte Calvello-Formation. Es muss deshalb damit gerechnet werden, dass sie noch in das Coniac hineinreicht, obwohl diese Stufe mit Fossilien nicht belegt werden konnte.

Das Alter der Monte Coppe-Formation wird daher hier mit M.-Cenoman bis Coniac angegeben.

Ablagerungsraum: Die überwiegende Kalksedimentation in dieser Scaglia-Abolge deutet darauf hin, dass gegenüber den flyschähnlichen Ablagerungen im Liegenden eine Verflachung des Meeres stattgefunden hat. Die wenigen Brekzien-Horizonte mit Flachwasserfaunen (Orbitolina, Cuneolina), die in dem pelagischen Kalke eingeschaltet sind, stammen aus dem Randgebiet des Molise-Beckens (Kalkapennin).

Typlokalität der 'Formazione di Monte Coppe' (PESCATORE 1964) ist der 3 km östlich des Ortes Cerreto (Prov. Benevento) gelegene Monte Coppe.

d) Coste Chiavarine-Formation (O.-Cenoman-Coniac)

Verbreitung: Die Formation fehlt in der tektonischen Einheit des Monte Mare und steht nur im Gebiet der Gleitdecke des

Monte Curvale an. Sie existiert aber auch hier nicht in allen stratigraphischen Profilen. Gut aufgeschlossen ist sie am Südhang des Monte Sitacciaro (1253 m) an der Strasse nach Montenero Val Cocchiara, am Südhang des Colle della Gallina (1197 m) und am Südhang des Monte Morrone (1208 m).

Lithologie: Sie besteht aus einer Wechsellagerung von Kalklithiten, die Lagen und Knoten von grauen Hornsteinen einschliessen, mit grünen Mergeln. Die Bankmächtigkeit liegt zwischen 20 cm und 50 cm.

Mächtigkeit: Die Formation erreicht eine Mächtigkeit von 50 m.

Formationsgrenzen und Korrelation: Die Coste Chiavarine-Formation entwickelt sich kontinuierlich aus der Monte Coppe-Formation. Im Hangenden folgt mit scharfem lithologischem Wechsel die Monte Calvello-Formation. Im Gelände liess sich einwandfrei feststellen, dass die Coste Chiavarine-Formation eine besondere fazielle Ausbildung der oberen Hälfte der Monte Coppe-Formation darstellt, mit der sie auch altersgleich ist.

Fauna:

Textularia sp.
Haplostiche sp.
Arenobulimina sp.
Dorothia sp.
Cuneolina parvonia parva HENSON
Orbitolina sp.
Sigmoilina sp.
Nezzazata cf. simplex OMARA
Rotalipora sp.
Globotruncana lapparenti coronata BOLLI
Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU)
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY)

Alter: Die Untergrenze der Formation lässt sich altersmässig schwer festlegen. Orbitolina sp. hat im gesamten Untersuchungsgebiet keinen stratigraphischen Wert, da sie meist zerbrochen und stark umkristallisiert ist und noch umgelagert in den detritischen Kalken des Maastricht gefunden wurde. Nezzazata simplex und Rotalipora sp. deuten auf Cenoman. Die Globo-

truncanen im höheren Teil entsprechen denen der Monte Coppe-Formation. Die Obergrenzen der Coste Chiavarine- und der Monte Coppe-Formation liegen auf einem Zeithorizont, denn über beiden folgt stets in einheitlicher Ausbildung die Kalk-Mergel-Einheit der Monte Calvello-Formation, welche in allen Schlämmproben dieselbe Fauna geliefert hat.

Das Alter der Coste Chiavarine-Formation ist daher vermutlich oberstes Cenoman bis Coniac.

Ablagerungsraum: Die Sedimentationsbedingungen entsprachen etwa denen der lithologisch sehr ähnlichen Monte Coppe-Formation. Die erhöhte Schüttung klastischen Materials und das reiche Benthos sind Ausdruck einer beginnenden Verflachung des Molise-Beckens, die an der Wende Kreide/Tertiär zu einer kurzen Sedimentationsunterbrechung führt.

Typlokalität der 'Formazione di Coste Chiavarine' (PESCATORE 1964) ist die 3 km nördlich von San Lupo (Prov. Benevento) gelegene Coste Chiavarine.

e) Monte Calvello-Formation (Coniac - Maastricht)

Untergliederung: Diese Formation besteht aus zwei lithostratigraphischen Einheiten, die im hier untersuchten Gebiet übereinander liegen:

Monte Calvello-Formation < Kalk-Einheit
Monte Calvello-Formation < Kalk-Mergel-Einheit

Formationsgrenzen und Korrelation: Die Monte Calvello-Formation liegt mit scharfem stratigraphischem Kontakt auf der Monte Coppe- oder auf der Coste Chiavarine-Formation. Auf ihr liegt transgressiv die Monaci-Formation. Die Monte Calvello-Formation entspricht der lithostratigraphischen Einheit 'A' von SIGNORINI & DEVOTO (1962).

Typlokalität: Die von PESCATORE (1964) ausgewählte Typlokalität der 'Formazione di Monte Calvello' liegt 4 km west-

nordwestlich von Pontelandolfo (Prov. Benevento) am Monte Calvello. Er unterteilt die Formation ebenfalls in zwei lithostratigraphische Einheiten, das 'membro calcareo-marnoso' (hier Kalk-Mergel-Einheit) und das 'membro calcareo' (hier Kalk-Einheit).

1. Kalk-Mergel-Einheit

Verbreitung: Diese Einheit ist im Gebiet des Monte Mare nicht ausgebildet und steht in der Gleitdecke des Monte Curvale stets im unteren Teil der Formation an. Sie ist gut aufgeschlossen an der Strassenkreuzung der Strada Statale Nr. 86 mit der Strada Statale Nr. 17 südlich von Rionero Sannitico, an der Strada Provinciale Nr. 10 in der Haarnadelkurve (853 m) nördlich von Montenero Val Cocchiara und an der Strada Statale Nr. 158 östlich des Kilometersteins 21 im Iemmare-Flusstal.

Lithologie: In dieser Einheit alternieren feinkörnige Kalklithite mit hellroten kalkigen Mergeln. Die Mächtigkeit der Kalkbänke liegt zwischen 20 cm und 80 cm, die der Mergellagen erreicht 3 m.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Kalk-Mergel-Einheit beträgt 10 m bis 30 m.

Fauna:

Guembelina (Heterohelix) striata (EHRENBERG)
Guembelina (Heterohelix) globulosa (EHRENBERG)
Schackoina sp.
Globigerina cretacea D'ORB.
Globigerina aspera (EHRENBERG)
Rugoglobigerina rugosa rugosa (PLUMMER)
Globotruncana lapparent tricarinata GANDOLFI
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana convexa SANDIGE
Globotruncana rosetta (CARSEY)
Globotruncana arca arca (CUSHMAN)
Lepidorbitoides sp.

Alter: Die Faunen-Assoziation Globotruncana lapparent tricarinata mit Globotruncana rosetta und Globotruncana arca arca belegt nach BORSETTI (1962) ein Santon-Alter. In einigen Dünnschliffen aus dem unteren Teil wurde Globotruncana

lapparenti tricarinata neben Globotruncana lapparenti lapparent gefunden, so dass das Coniac nicht ausgeschlossen ist.

Das Alter der Kalk-Mergel-Einheit wird daher mit Coniac-Santon angegeben.

SIGNORINI (1962) erwähnt diese hellroten Mergel mit eingeschalteten Kalken aus dem hier untersuchten Gebiet aus der Umgebung von Rionero Sannitico. Das Alter wird mit U.-Senon angegeben, was etwa dem hier gewonnenen Ergebnis entspricht.

Ablagerungsraum: Die Kalk-Mergel-Einheit stellt eine besondere und bisher nur aus wenigen Lokalitäten bekannte Fazies tieferen Wassers innerhalb der Flachwassersedimente der Monte Calvello-Formation dar.

2. Kalk-Einheit

Verbreitung: Die Kalk-Einheit der Monte Calvello-Formation steht im Gebiet des Monte Mare und auf dem flächenmässig grössten Teil der Gleitdecke des Monte Curvale an. Vollständige Profile durch diese Serie bestehen am Osthang des Monte Mare, an den Westhängen des Monte Sitacciaro (1253 m) und des Monte Fosse (1176 m) und an den Südhängen des Monte Curvale (1260 m) und des Monte S. Croce (1124 m).

Lithologie: Die Kalk-Einheit besteht aus weissen Kalklithiten und Konglomeraten. Zement des Kalkdetritus ist grobkörniger Sparit oder Micrit. Die Schichtung der bis zu 5 m mächtigen Bänke ist im Vergleich zu den übrigen Gliedern der Molise-Stratigraphie schlecht.

Diese kompakten, morphologisch hervortretenden Kalke der O.-Kreide bilden gegenüber den leichter verwitternden, aus Mergeln und Kalken bestehenden stratigraphischen Einheiten im Liegenden und Hangenden das 'Rückrat der Molise'. Durch Herauswitterung des enggeschaarten Kluftnetzes bilden die Kalke typische Karstlandschaften.

Die Konglomerat-Horizonte treten nicht in allen Profilen auf. Sie sind zahlreich in der Karstlandschaft nordwestlich von Montenero Val Cocchiara anzutreffen. Weiterhin ist an der Strada Statale Nr. 158 zwischen Alfedena und Pizzone am Kilometerstein 10 eine solche Konglomerat-Bank gut zu sehen. Eine fazielle Besonderheit stellt der Aufschluss an der Strada Provinciale Nr. 10 ca. 900 m südlich von Montenero Val Cocchiara (Strassenknick beim Aqua di Tasseta) dar. Kalklithite mit Hornsteinen wechseln hier mit grünen Mergeln. Neben Globotruncana stuarti und Globotruncana contusa wurde aus den Mergeln das unten angegebene Kleinforaminiferen-Benthos herausgeschlämmt.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Kalk-Einheit schwankt zwischen 110 m und 180 m.

Fauna:

Spiroplectammina dentata CUSHMAN
Gaudryina pyramidata CUSHMAN
Marssonella nacataensis WHITE
Quinqueloculina sp.
Entosolenia sp.
Siderolites calcitrapoides (LAMARK)
Suloperculina sp.
Guembelina sp.
Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU)
Globotruncana convexa SANDIGE
Globotruncana rosetta (CARSEY)
Globotruncana arca arca (CUSHMAN)
Globotruncana leupoldi BOLLI
Globotruncana majzoni SACAL & DEBOURLE
Globotruncana caliciformis caliciformis (DE LAPPARENT)
Globotruncana stuarti stuarti (DE LAPPARENT)
Globotruncana contusa CUSHMAN
Globigerinella sp.
Cibicides laurisae CUSHMAN
Orbitoides media (D'ARCHIAC)
Lepidorbitoides sp.

In den Konglomeraten treten als umgelagerte Fauna auf:

Orbitolina sp.
Nerinea sp.

Alter: Am Monte Mare liegt die Kalk-Einheit der Monte Calvello-Formation direkt auf der Monte Coppe-Formation. Sie enthält

hier jedoch im unteren Teil die Fauna der Kalk-Mergel-Einheit (Globotruncana lapparenti tricarinata, Globotruncana convexa und Globotruncana rosetta). Sie beginnt damit hier im Coniac/ Santon.

Im Gebiet der Gleitdecke des Monte Curvale beginnt die Kalk-Einheit auf Grund Globotruncana caliciformis, Globotruncana majzoni und Globotruncana stuarti im Campan und endet auf Grund des Kleinforaminiferen-Benthos zusammen mit Orbitoides media und Siderolites calcitrapoides im obersten Maastricht.

Die Kalk-Einheit der Monte Calvello-Formation umfasst also auf der Gleitdecke des Monte Curvale den Zeitraum Campan bis Maastricht und im Gebiet des Monte Mare den Zeitraum Coniac bis Maastricht.

Nach einer Reihe von Autoren reicht die Monte Calvello-Formation in gleicher Lithofazies bis in das U.- und M.-Paläozän hinauf. So wurden im obersten Teil der Serie von SIGNORINI & DEVOTO (1962) Miscellanea miscella, Lockartia, Pararotalia und Globorotalia compressa gefunden. Ähnliche Beobachtungen machten PESCATORE (1964, 1965), D'ARGENIO (1963) und SGROSSO (1964) im Matese.

Im hier untersuchten Gebiet enthalten sämtliche Dünnschliffe aus den obersten Metern dieser Formation Orbitoides media, Siderolites calcitrapoides und Globotruncanen. Eine Umlagerung dieser Fauna in diesem Schuttkalk wäre durchaus denkbar, jedoch wurden Globigerinen des Tertiärs mit perforierter Schale und Globorotalien nicht gefunden. Es ist daher sehr wahrscheinlich, dass die Monte Calvello-Formation hier schon mit dem obersten Maastricht abschliesst.

Ablagerungsraum: Die Schuttkalke mit Orbitoides und Siderolites und die groben Konglomerate dieser Einheit zeigen, dass im Zeitraum Coniac-Maastricht in der Molise-Zone eine Flachwasser-Fazies herrschte.

Die an Rudistentrümmern reichen Kalke der Monte Calvello-Formation werden von PESCATORE (1964/65) als 'calcari

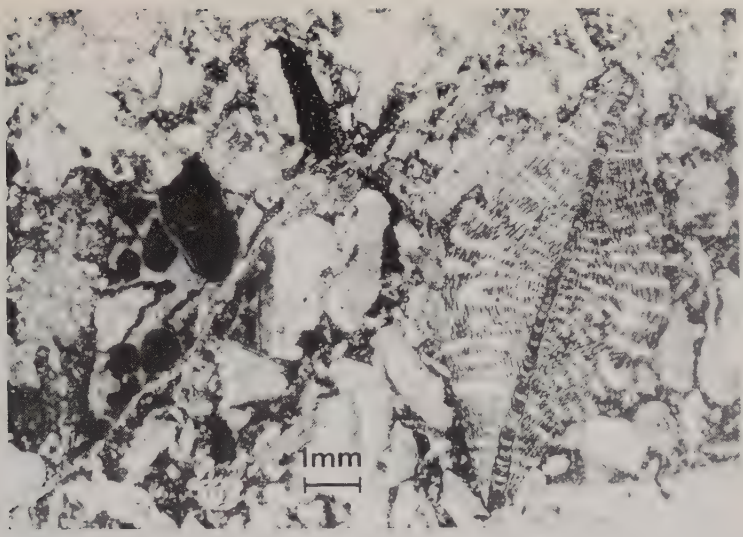


Abb. 14. Mikrofazies der Kalk-Einheit der Monte Calvello-Formation vom Monte Curvale (Maastricht). Kalklithit mit Siderolites sp. (links) und Orbitoides sp. (rechts)

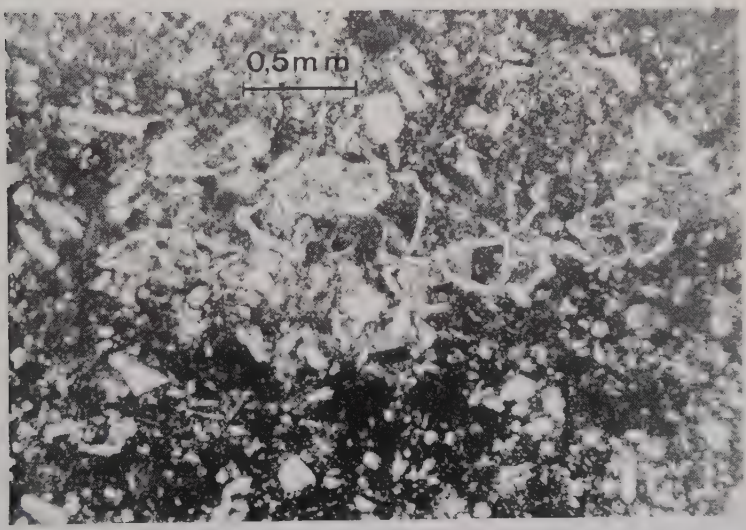


Abb. 15. Mikrofazies der Monte Coppe Formation vom Prato delle Fosse (Turon). Biomicrit mit Globotruncana lapparenti tricarinata GANDOLFI

pseudosaccaroidi bianchi' bezeichnet und sollen zum Teil aus dem Riffschutt der 'calcari a rudiste' des Kalkapennins bestehen. Der Übergang beider Kalke wird von dem Autor als die Faziesgrenze zwischen Kalkapennin-Schwelle und Molise-Depression in der O.-Kreide festgesetzt.

Die Konglomerat-Bänke der Kalk-Einheit der Monte Calvello-Formation lassen sich nicht als Riffschutt deuten, sondern weisen darauf hin, dass hier ein festländisches Abtragungsgebiet an der Schüttung beteiligt war. Dieses müsste ausserhalb des hier untersuchten Raumes gelegen haben, da gebietsfremde Komponenten vertreten sind. So wurden z.B. Oo-, Bio- und Intrasparite gefunden, die den Sedimenten der Canneto-Formation der La Rocca-Schwelle sehr ähnlich sind, aber nach ihrer Fauna aus der M.-Kreide stammen.

f) Stratigraphische Profile der Kreide (Molise-Fazies)

Monte Mare (Profil III)

Das Profil beginnt in den Dolomiten des Faltenkerns etwa 1550 m ü.N.N. und geht in Richtung SW bis auf den Gipfel des Monte Mare (2020 m) hinauf. Es ist bis auf die Indiprete-Formation, die hier die Hochalm des Ferruccia bildet, hervorragend aufgeschlossen. Die stratigraphische Abfolge der Kreide unterscheidet sich von der der Gleitdecke des Monte Curvale dadurch, dass hier die Indiprete-Formation nicht flysch-ähnlich ist und die Coste Chiavarine-Formation und die Kalk-Mergel-Einheit der Monte Calvello-Formation nicht ausgebildet sind.

Monte Fosse (Profil IV)

Das Profil beginnt im Val Afrina zwischen Monte Portella und Monte Fosse und geht in NE-Richtung bis auf den Gipfel des Monte Fosse (1176 m) hinauf. Es ist schlecht aufgeschlossen, hat aber den Vorteil, dass es das einzige Profil ist, das eine vollständige Kreide-Abfolge der Gleitdecke zeigt. Die stratigraphischen Einheiten zeigen gegenüber denen des Monte Mare deutlich eine Fazies tieferen Wassers. So trägt hier die Indiprete-Formation Flysch-Charakter und die Kalk-Mergel-Einheit der Monte Calvello-Formation ist ausgebildet.

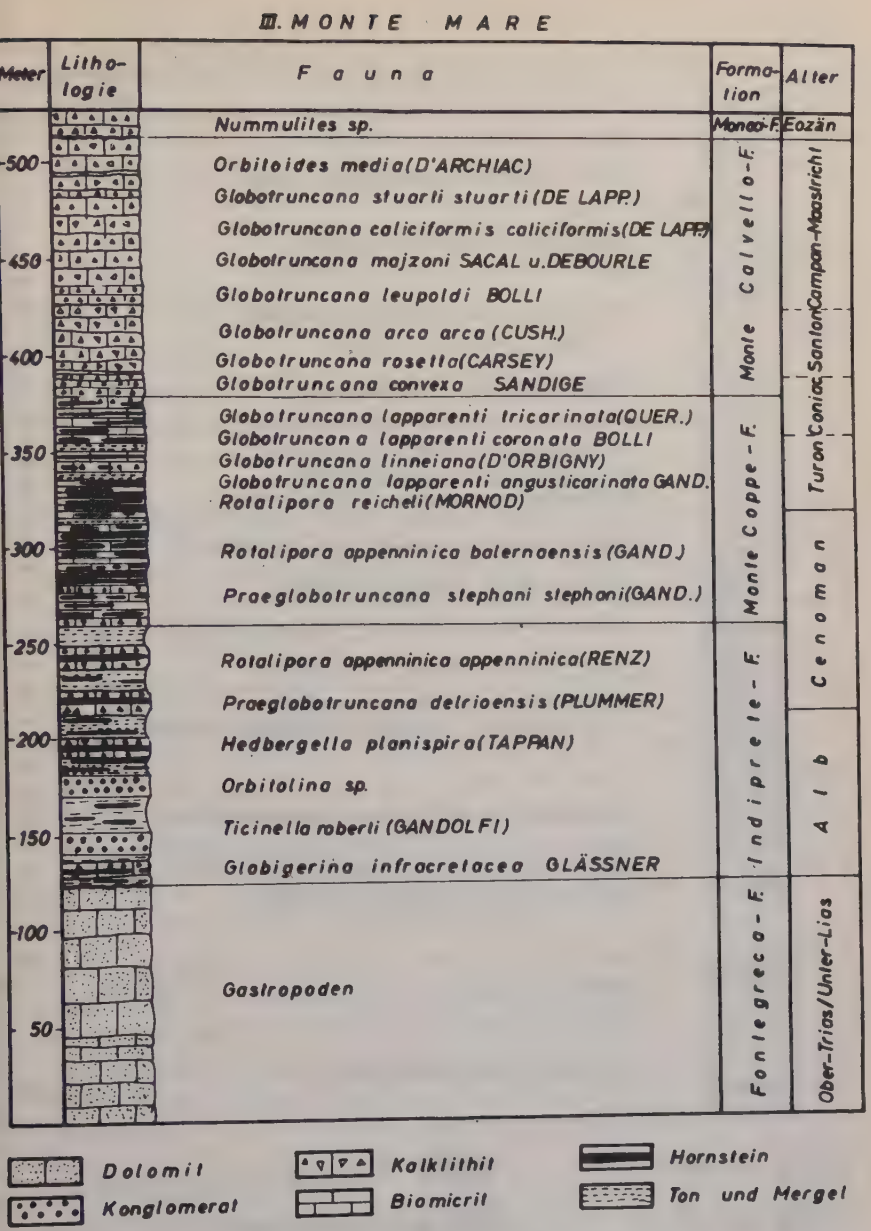


Abb. 16. Stratigraphisches Profil des Monte Mare (2020 m)

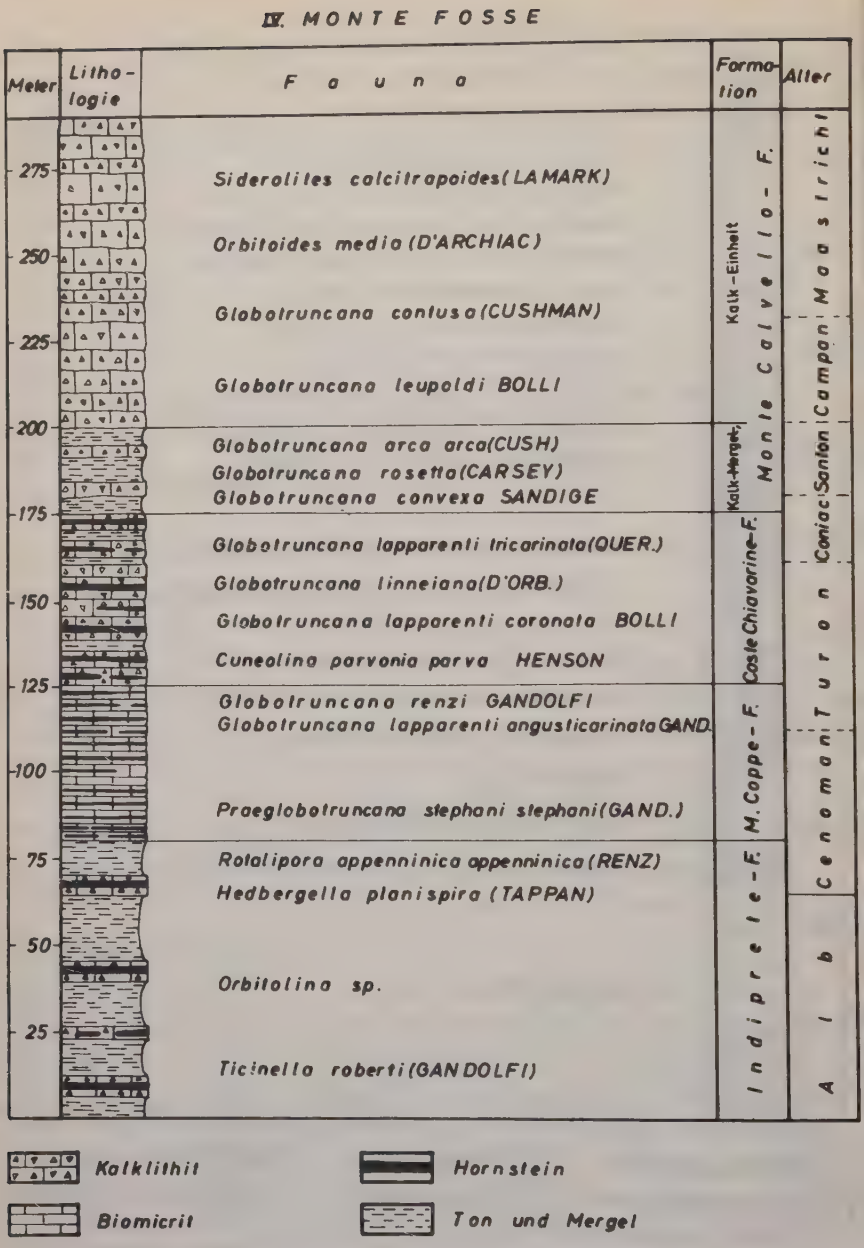
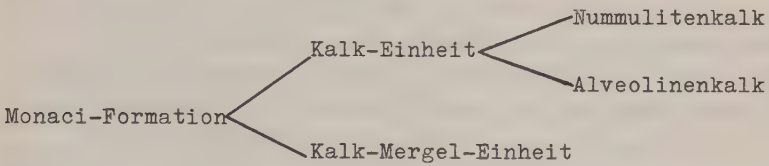


Abb. 17. Stratigraphisches Profil des Monte Fosse (1176 m)

g) Monaci-Formation (O.-Paläozän - U.-Oligozän)

Untergliederung: Wie die Monte Calvello-Formation besteht auch diese aus zwei lithostratigraphischen Einheiten, die im Untersuchungsgebiet nebeneinander liegen:



Die Kalk-Einheit kann noch weiter in Alveolinenkalk und Nummulitenkalk untergliedert werden, die in den meisten Profilen übereinander liegen.

Formationsgrenzen und Korrelation: Die Monaci-Formation liegt transgressiv und konkordant auf der Monte Calvello-Formation . Im Hangenden folgt entweder mit scharfem lithologischem Wechsel oder nach einem Übergangsbereich von wenigen Metern die Macchiagodena-Formation.

Die Monaci-Formation kann mit der 'Formazione di Montagnola' von SELLI (1957) korreliert werden, obwohl sie von diesem Autor in das Miozän gestellt wird. Die Alt-Tertiärfaunen hält er für umgelagert. Diese Ansicht ist von SIGNORINI & DEVOTO (1962), STEFFENS (1967) und KINTSCHER (1968) widerlegt worden. Sie entspricht weiterhin der stratigraphischen Einheit 'B' von SIGNORINI & DEVOTO (1962) und der 'Bunten Molise-Serie' von GÖRLER & RICHTER (1966).

Typlokalität: Die von PESCATORE (1964) ausgewählte Typlokalität der 'Formazione di Monaci' ist der 2 km nördlich von Pontelandolfo (Prov. Benevento) gelegene Ort Monaci. Er unterscheidet ebenfalls ein 'membro calcareo-marnoso' (hier Kalk-Mergel-Einheit) und ein 'membro calcareo' (hier Kalk-Einheit).

1. Kalk-Mergel-Einheit

Verbreitung: Die Kalk-Mergel-Einheit ist nur im Bereich der Gleitdecke des Monte Curvale ausgebildet. Hier steht sie

in einem schmalen, ca. 12 km langen Streifen entlang dem Süd- und Osthang der Decke an.

Lithologie: In der Kalk-Mergel-Einheit alternieren weisse plattige Kalke mit roten und grünen Mergeln. Lokal schliessen die Kalke Lagen und Knoten von roten Hornsteinen ein. Die makroskopisch dicht erscheinenden Kalke erwiesen sich in Dünnschliffen zum grössten Teil als feinkörnige Kalklithite und nur zum kleineren Teil als Biomicrite. Die Bankmächtigkeit der Kalklagen liegt zwischen 5 cm und 30 cm.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Kalk-Mergel-Einheit beträgt 20 m bis 60 m.

Grenzen der Kalk-Mergel-Einheit: Die Kalk-Mergel-Einheit liegt konkordant und mit scharfem Kontakt auf der Monte Calvello-Formation. Nach oben entwickelt sich aus ihr kontinuierlich die Macchiagodena-Formation.

Lateral verzahnt sie sich mit der Kalk-Einheit dieser Formation. Der Übergang zwischen beiden Einheiten ist in dem Gebiet zwischen dem Monte Portella (1053 m) und dem il Monte (1087 m) durchgehend aufgeschlossen und erfolgt über eine Entfernung von 1500 m.

Fauna:

Vulvulina spinosa (CUSHM.)
Gaudryina sp.
Orbitolites der Gruppe gracilis LEHMANN
Alveolina di-stefanoi CHECCHIA-RISPOLI
Alveolina cremae CHECCHIA-RISPOLI
Alveolina (Glomalveolina) minutula REICHEL
Alveolina schwageri CHECCHIA-RISPOLI
Alveolina canavarii CHECCHIA-RISPOLI
Alveolina sp. indet. Gruppe indicatrix
Alveolina cf. oblonga D'ORB.
Alveolina cf. sicula DE STEFANI
Lagena scarenaensis (HANTK.)
Rotalia sp.
Pararotalia sp.
Cuvillerina eocaenica DEBOURLE
Nummulites sp.
Assilina sp.
Globorotalia velascoensis (CUSHM.)
Globorotalia aequa CUSHM. & RENZ
Globorotalia marginodentata SUBBOTINA

Globorotalia subbotinae MOROZOVA
Globorotalia formaosa formosa BOLLI
Globorotalia aragonensis NUTTALL
Globorotalia bullbrooki BOLLI
Globorotalia cerro-azulensis (COLE)
Globigerina triloculinoides PLUMMER
Globigerina linaperta FINLAY
Globigerina boweri BOLLI
Globigerina cf. prolata BOLLI
Catapsydrax dissimilis (CUSHM. & BERMUDEZ)
Globigerina ouachitaensis ouachitaensis HOWE & WALLACE
Cibicides grimsdalei (NUTT.)
Eorupertia sp.
Discocyclina sp.
Pleurostomella incrassata (HANTK.)

Alter: Die untersten Lagen der Kalk-Mergel-Einheit enthalten Globorotalia aequa und Globorotalia velascoensis. Das entspricht der 'Globorotalia aragonensis-Zone' von BOLLI (1957) aus dem O.-Paläozän. Alveolinen sind nur im unteren Teil der Serie verbreitet. Die angeführten Arten treten stets zusammen auf und belegen ein Alter von U.- M.-Cuisien. Eine Mergelprobe aus dem oberen Teil der Serie am Colle Pagliarone enthielt Globorotalia cerro-azulensis, die nur im obersten Eozän auftritt (Globorotalia cerro-azulensis-Zone von BOLLI 1959).

Da nicht mit Sicherheit festgestellt werden konnte, ob diese Serie mit dem Eozän abschliesst, oder noch in das U.-Oligozän hineinreicht, wird das Alter hier mit O.-Paläozän bis unterstes Oligozän angegeben.

Ablagerungsraum: Trotz der Schichtlücke an der Wende Kreide/Tertiär, die etwa das U.- bis M.-Paläozän umfasst, liegen die planktonreichen Sedimente dieser Einheit direkt auf den Flachwasserkalken der Monte Calvello-Formation. Es wird daher vermutet, dass in der Molise-Zone im Verbreitungsbereich der Kalk-Mergel-Einheit die Schichtlücke durch eine starke stratigraphische Kondensation und nicht durch eine Trockenlegung des Gebietes zustande gekommen ist.

Die Kalk-Einheit der Monaci-Formation ist im inneren Teil des Molise-Beckens verbreitet, während sie in Richtung Becken-Rand in die Flachwasserbildungen der Kalk-Einheit übergeht.

2. Kalk-Einheit

Verbreitung: Die Kalk-Einheit ist im Gebiet des Monte Mare und im Bereich der Gleitdecke des Monte Curvale ausgebildet. Gute Aufschlüsse bestehen an der strada provinciale südlich von Montenero Val Cocchiara, am Osthang des Monte Sitacchiaro (1253 m) und an der Strada Statale Nr. 17 nordwestlich von Rionero Sannitico.

Lithologie: Die Kalk-Einheit kann in zwei Horizonte unterteilt werden, die in den meisten Profilen übereinander liegen:

Nummulitenkalk (oben): Baune Kalklithite, Biomicrite und Konglomerate. Hornsteine sind selten. Nummuliten treten gesteinsbildend auf. Die Bänke erreichen eine Mächtigkeit von 3 m.

Alveolinenkalk (unten): Weisse Biosparite, Biomicrite und Konglomerate mit grauen Hornsteinen. Alveolinen treten gesteinsbildend auf. Die Bänke erreichen eine Mächtigkeit von 50 cm.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Kalk-Einheit schwankt zwischen 8 m am il Monte (1087 m) und 65 m im Grabenbruch il Pantano.

Grenzen der Kalk-Einheit: Der Kontakt dieser Einheit zu den Oberkreide-Kalken im Liegenden ist im Gelände schwierig festzulegen. An der Basis tritt ein 1 m bis 5 m mächtiger Aufarbeitungshorizont auf, der fast vollständig aus dem Schutt der darunter anstehenden Mo e Calvello-Formation besteht. Da diese schon primär ein Schuttkalk ist, lässt sich ihr wiederverfestigter Abtragungsschutt vom Original kaum unterscheiden. Einziges Indiz sind die im Zement sporadisch auftretenden Nummuliten. Am Nordhang des Il Monte (1087 m) liegt die Kalk-Einheit mit einem Basis-Konglomerat auf den O.-Kreide-Kalken. Die Komponenten des Konglomerates bestehen aus Kreide-Kalken und aus abgerollten Trümmern des Alveolinenkalkes selbst.

Im Hangenden folgt mit scharfem lithologischem Wechsel die Macchiagodena-Formation

Fauna und Flora:

Alveolinenkalk:

Valvuliniden
Triloculina sp.
Quinqueloculina sp.
Spirolina sp.
Alveolina di-stefanoi CHECCHIA-RISPOLI
Alveolina cremae CHECCHIA-RISPOLI
Alveolina (Glomalveolina) minutula REICHEL
Alveolina fornasinii CHECCHIA-RISPOLI
Alveolina rugosa HOTTINGER
Alveolina cf. minutula CHECCHIA-RISPOLI
Alveolina cf. oblonga D'ORB.
Alveolina sp. indet. der indicatrix Gruppe
Dentalina sp.
Pararotalia sp.
Cuvillerina eocaenica DEBOURLE
Nummulites sp.
Globorotalia aragonensis NUTTALL
Globorotalia marginodentata SUBBOTINA
Globorotalia formosa formosa BOLLI
Globorotalia subbotinae MOROZOVA
Globigerina turgida FINLAY

Nummulitenkalk:

Milioliden
Nummulites cf. millecaput BOUBEE
Nummulites cf. gizehensis D'ARCHIAC
Nummulites cf. aturicus JOLY & LEYMERIE
Globorotalia sp.
Globigerina sp.
Eorupertia sp.
Discocyclina sp.
Lithothamnium sp.
Archaeolithothamnium sp.

Alter: Die Mergellagen aus dem unteren Teil des Alveolinenkalkes enthalten Globorotalia marginodentata, Globorotalia formosa formosa und Globorotalia subbotina. Sie treten zusammen in der 'Globorotalia formosa/Globorotalia subbotina-Zone' von LUTHERBACHER (1964) auf. Die genannten Alveolinen belegen nach HÖTTINGER (1960) ein Cuisien (etwa Ypresien) - Alter. Der Alveolinenkalk umfasst somit recht genau das Ypresien.

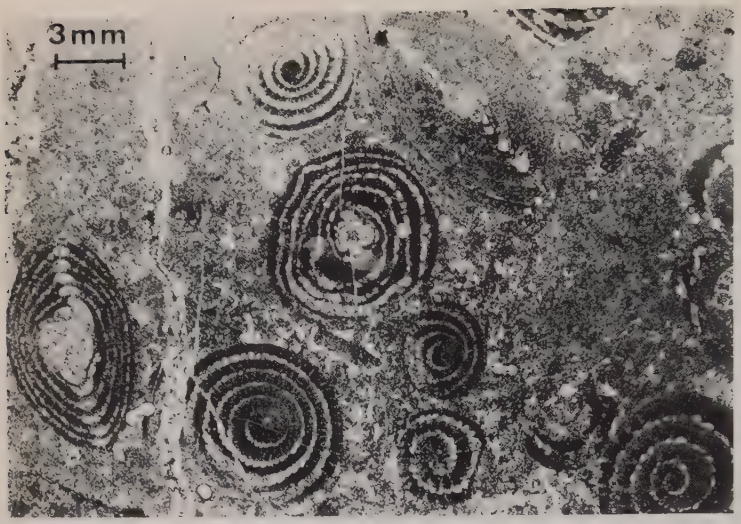


Abb. 18. Mikrofazies des Nummulitenkalkes der Monaci-Formation vom Capo Rionero (Lutet). Biomicrit mit Nummulites sp.

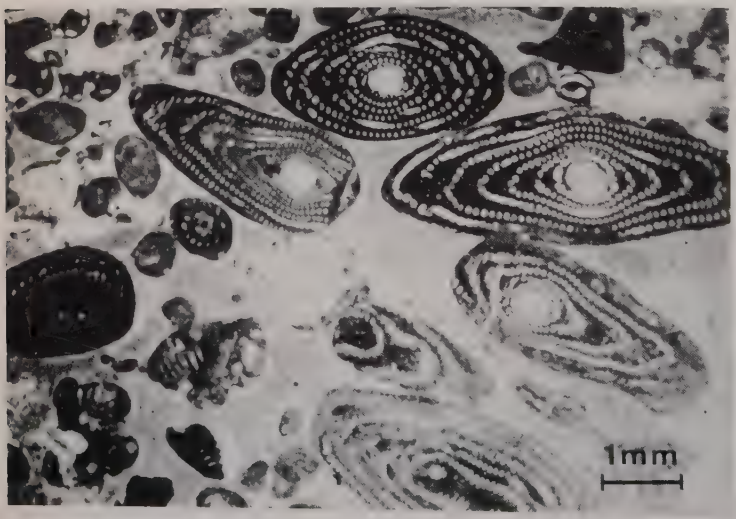


Abb. 19. Mikrofazies des Alveolinenkalkes der Monaci-Formation von der Brücke über dem Rio Fosse (Ypresien). Biosparit mit Alveolina di-stefanoi CHECCHIA-RISPOLI und Alveolina cremae CHECCHIA-RISPOLI

Die Altersbestimmung des Nummulitenkalkes ist weit schwieriger, da hier keine Mergelproben gezogen werden konnten. Die aufgeführten Nummuliten treten alle im Lutet auf, jedoch ist die Bestimmung aus den selten genau orientiert getroffenen Nummuliten-Schnitten mit einiger Unsicherheit behaftet. Für Lutet spricht ganz allgemein das Riesenwachstum der Nummuliten durch das Klima-Optimum im M.-Eozän. Proben aus dem untersten Teil der auf dem Nummulitenkalk liegenden Macchiagodena-Formation haben Faunen aus dem obersten Lutet oder aus dem O.-Eozän geliefert. Das Alter des Nummulitenkalkes wird hier daher mit Lutet angegeben.

Nach BALLY (1954) sind in der Maiella der Alveolinenkalk für das Ypresien und der Nummulitenkalk für das Lutet leitend.

Ablagerungsraum: Die Flachwasserkalke der Kalk-Einheit (Alveolinen- und Nummulitenkalke) stellen eine Schwellen- oder Beckenrandfazies dar. Sie gehen lateral in die mehr pelagischen Sedimente der Kalk-Mergel-Einheit über, die typisch für die Beckenfazies der Molise-Depression ist.

h) Macchiagodena-Formation (Lutet-Oligozän)

Verbreitung: Diese Formation steht in den Gebieten des Monte Mare und der Gleitdecke des Monte Curvale an. Da sie überwiegend aus Mergeln besteht, sind gute Aufschlüsse selten. Ein künstlicher Aufschluss durch die gesamte Formation besteht an der Strassenböschung östlich der Brücke über den Rio Fosse (Strasse nach Montenero).

Lithologie: Die Formation besteht aus einer Wechsellagerung von weissen Biomicriten und gradierten Kalklithiten mit grünen und gelben Mergeln. Im Gebiet der Gleitdecke enthalten die Kalke Lagen und Knoten von grauen Hornsteinen.

Die Mächtigkeit der Kalkbänke liegt zwischen 5cm und 20 cm, die der Mergellagen erreicht 5 m.

Mächtigkeit: Die Macchiagodena-Formation hat eine Mächtigkeit von 25 m bis 60 m.

Formationsgrenzen und Korrelation: Über der Macchiagodena-Formation folgen mit scharfem lithologischem Wechsel die Kalke der Cusano-Formation. Die Macchiagodena-Formation kann mit dem oberen Teil der 'Formazione di Montagnola' von SELLI (1957), mit der stratigraphischen Einheit 'C' von SIGNORINI & DEVOTO (1962) und mit der 'Formazione di Morcone' von PESCATORE (1964) korreliert werden.

Fauna:

Trochamminoides sp.
Ammobaculites humboldti (REUSS)
Vulvulina spinosa (CUSHM.)
Karreriella brady (CUSHM.)
Karreriella siphonella (REUSS)
Lagena sp.
Bolivina sp.
Stilostomella sp.
Uvigerina havanensis (CUSHM. & BERMUDEZ)
Valvulineria sp.
Nuttallides truempi (NUTTALL)
Pararotalia sp.
Nummulites cf. meneghinii D'ARCHIAC & HAIME
Nummulites cf. carpenteri D'ARCHIAC & HAIME
Nummulites cf. discorbinus (SCHLOTHEIM)
Elphidium sp.
Globorotalia bullbrooki BOLLI
Globorotalia aragonensis NUTTALL
Truncorotaloides topilensis (CUSHM.)
Globorotalia centralis CUSHM. & BERMUDEZ
Globorotalia opima opima BOLLI
Globorotalia opima nana BOLLI
Globigerina foliata (BOLLI)
Globigerina tripartita tripartita (KOCH)
Globigerina ampliapertura BOLLI
Globigerina rohri BOLLI
Globigerina senilis BOLLI
Globigerina linaperta FINLAY
Globigerina tripartita tapuriensis BLOW & BANNER
Globoquadrina venezuelana (HEDBERG)
Globorotaloides suturi BOLLI
Catapsydrax dissimilis CUSHM. & BERMUDEZ
Globigerinita pera TODD
Cibicides mexicanus (NUTTALL)
Cibicides eocaenicus (GUMBEL)
Cibicides grimsdalei (NUTTALL)
Lepidocyclina tournoueri LEMOINE & DOUVILLE
Eponides cf. abatissae (SELLI)

Amphistegina sp.
Planulina sp.
Pleurostomella incrassata (HANTK.)
Pleurostomella alternans (SCHW.)
Ellipsoidina ellipsoides (SEG.)
Aragonia capdevilensis gortanii (SELLI)
Nonion sp.
Pullina bulloides (D'ORB.)
Gyroidina sp.
Anomalinoides sp.

Alter: Das Alter der Untergrenze der Macchiagodena-Formation variiert, je nachdem auf welche Einheit der darunterliegenden Monaci-Formation sie transgrediert. Im Tertiär-Profil östlich der Brücke über dem Rio Fosse (Strasse nach Montenero) liegt die Monaci-Formation auf dem Alveolinenkalk. Der Nummulitenkalk fehlt also hier. Eine Probe aus der untersten Mergellage enthält Globorotalia bullbrooki und Truncorotaloides topilensis. Dies entspricht einem Alter von U.-Lutet (Hantkenina aragonensis-Zone von BOLLI 1957). An der Strasse nach Montenero östlich des Monte Stacciaro wittern südlich der Strassenkehre (1027 m) verkieselte Nummuliten heraus. Diese wurden freundlicherweise von H. SCHAUB bestimmt. Es sind Nummulites cf. meneghinii. Nummulites cf. discorbinus und Nummulites cf. carpenteri. Sie kommen alle in der 'Nummulites aturicus/Nummulites carpenteri-Zone' vor, die im obersten Lutet liegt. 1 km nördlich von diesem Aufschluss enthält eine Mergelprobe von der Strassenkehre (958 m) Globorotalia (Turborotalia) centralis, was für höheres M.- bis O.-Eozän spricht. Alle Proben über der Kalk-Mergel-Einheit der Monaci-Formation enthielten Oligozän-Faunen mit Globigerina tripartita tapuriensi, Globorotalia opima opima und Globorotalia opima nana.

Diese Formation schliesst etwa mit dem Oligozän ab. Eine genaue Begründung wird bei der Beschreibung der folgenden Cusano-Formation gegeben.

Das Alter der Macchiagodena-Formation kann somit maximal den Zeitraum U.-Lutet bis O.-Oligozän umfassen.

Ablagerungsraum: Mit der Macchiagodena-Formation setzt sich in der Molise-Zone die Tiefwasserfazies der Kalk-Mergel-Einheit der Monaci-Formation in das Oligozän hinein fort. Es müssen für Benthos und Plankton optimale Lebensbedingungen bestanden haben, da diese Formation im Vergleich zu allen übrigen die reichste Fauna enthält.

Typlokalität der 'Formazione di Macchiagodena' (PESCATORE 1965) ist der 20 km westlich von Campobasso gelegene Ort Macchiagodena.

i) Cusano-Formation (Aquitan-Burdigal)

Verbreitung: Diese Formation steht im Gebiet des Monte Mare und auf der Gleitdecke des Monte Curvale an. Gute Aufschlüsse bestehen an der Strasse nach Montenero östlich der Brücke über dem Rio Fosse und am Colle del Molino im Val Cocchiara südlich von Montenero.

Lithologie: Im Gebiet des Monte Mare besteht sie aus dickbankigen, braunen und schwarzen Biomicriten und Kalklithiten. Sie beginnt hier stets mit Lithothamnienkalken, in denen in einzelnen Horizonten Miogypsinen und Lepidocyclinen gesteinsbildend auftreten.

Dieselben braunen Kalke stehen auf der Gleitdecke an, wechseln hier jedoch mit braunen, blättrig-verwitternden Kalkmergeln. Diese bilden hier stets die untersten 5 - 10 m der Formation. Lithothamnienkalke treten hier nur lokal und in einzelnen Bänken auf, wie z.B. am Capo Rionero und am Westrand der Hochebene il Pantano im Gebiet des Massa dell'Arpione.

Die Bankmächtigkeiten variieren zwischen wenigen Zentimetern und einem Meter.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Cusano-Formation schwankt zwischen 15 m und 45 m.

Formationsgrenzen und Korrelation: Der Übergang zur Longano-Formation im Hangenden erfolgt meist abrupt, kann aber auch,

wie z. B. östlich der Brücke über den Rio Fosse, in einem Übergangsbereich von 1 - 2 m stattfinden.

Die Cusano-Formation wurde schon aus dem Gebiet der La Rocca-Schwelle beschrieben. Sie ist die erste Formation, die in allen tektonischen Einheiten auftritt. Die hier beschriebene Serie unterscheidet sich jedoch von den Lithothamnienkalken der La Rocca-Schwelle in zwei Punkten:

1. Sie zeigt eine Fazies tieferen Wassers.
2. Sie ist älter und gehört in den Zeitraum Aquitan-Burdigal.

Trotzdem werden beide Serien als ein lithostratigraphische Einheit behandelt. Die Unterschiede in Lithologie und Alter sind durch Fazieswanderung bedingt, und eine scharfe Abgrenzung ist ausserhalb des Kartierungsgebietes vielfach nicht möglich.

Im Anschluss an die Cusano-Formation beginnt in der Molise-Zone mit der Ablagerung der Longano-Formation eine rasche Wasservertiefung, die im U.-Torton ihren Höhepunkt erreicht, da die Agnone-Formation Kalkapennin und Molise-Zone in gleicher Fazies bedeckt.

Synchron mit der Absenkung der Molise-Zone beginnt im Kalkapennin und auf der La Rocca-Schwelle eine Transgression, die nach der Festlandsperiode des Alt-Tertiärs die Sedimentationen von neuem einleitet. Die Bedeutung dieser Miozän-Transgression für ganz Süd-Italien ist von SELLI (1957) hervorgehoben worden.

Die Cusano-Formation bildet stets das Litoral-Sediment der voranschreitenden Transgression und wird infolgedessen in Richtung Scheitel der Kalkapennin-Schwelle oder der La Rocca-Schwelle immer jünger (Abb. 22).

In der Molise-Zone kann die Cusano-Formation mit der von BALLY (1954) aus dem Aventino-Tal beschriebenen 'Torretta-Serie' korreliert werden. Sie entspricht weiterhin der stratigraphischen Einheit 'Da' von SIGNORINI & DEVOTO (1962) und der 'Formazione di Monte Moschiaturo' von PESCATORE (1964).

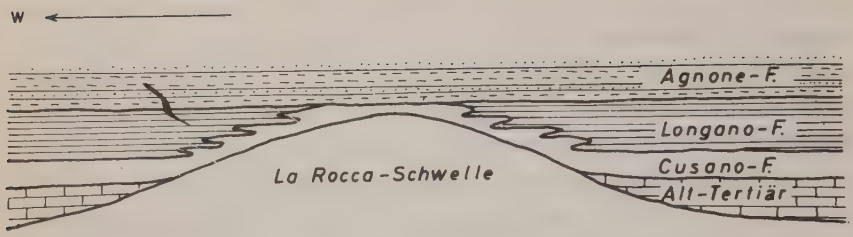


Abb. 20. Verlauf der Miozän-Transgression am Beispiel der La Rocca-Schwelle. In der Molise-Zone macht sich die Transgression im O.-Burdigal durch eine rasche Wasservertiefung bemerkbar. Es wird die pelagische Abfolge der Longano-Formation sedimentiert. Während der nun langsam in Richtung Scheitel der Schwelle voranschreitenden Transgression bildet die Cusano-Formation (Lithothamnienkalk) stets das Litoral - Sediment. Sie wird infolgedessen in dieser Richtung immer jünger. Im U.-Torton erreicht die Transgression ihren Höhepunkt, da die Agnone-Formation Schwelle und Becken in gleicher Fazies bedeckt.

Abb. 21. Mikrofazies der Cusano-Formation vom Monte Mare (Aquitan). Lithothamnium sp., Heterostegina sp. und Amphistegina sp. neben Lepidocylina tournoueri LEMOINE & DOUVILLE

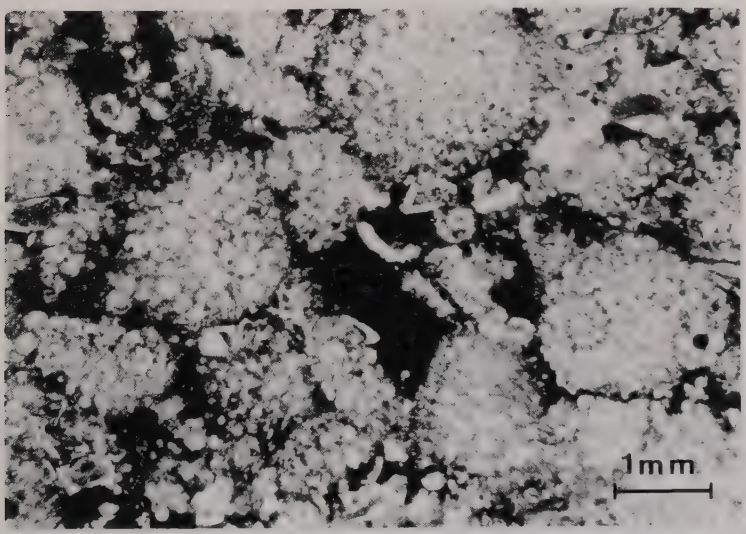


Abb. 22. Mikrofazies des unteren Teils der Cusano-Formation vom Monte Mare (U.-Aquitan). Lithothamnium sp. (schwarz) mit Miogypsina gunteri COLE

Fauna und Flora:

Pseudoclavulina sp.
Bulimina brady CUSHM. & PARK
Elphidium crispum (LINNE)
Elphidium macellum (FICHTEL & MOLL)
Miogypsina gunteri (COLE)
Globorotalia fohsi barisaensis (LE ROY)
Globorotalia mayeri (CUSHM.)
Globorotalia opima opima BOLLI
Globorotalia opima nana BOLLI
Globorotalia obesa BOLLI
Globigerina tripartita tripartita (KOCH)
Globoquadrina venezuelana (HEDBERG)
Globoquadrina langhiana CITA & GELATI
Globoquadrina dehiscens (CHAPPMAN, PARR & COLLINS)
Globigerinoides trilobus immaturus (LE ROY)
Globigerinoides trilobus trilobus (REUSS)
Globigerinoides bisphericus (TODD)
Catapsydrax dissimilis CUSHM. & BERMUDEZ
Amphistegina sp.
Cibicides sp.
Lepidocyclina tournoueri LEMOINE & DOUVILLE
Pleurostomella cf. rapa (GÜMBEL)
Ellipsoidina ellipsoides (SEG.)
Cassidulina subglobosa BRADY
Cassidulina subglobosa horizontalis (CUSHM. & RENZ)
Nonion soldanii (D'ORB.)
Pullina bulloides (D'ORB.)
Gyroidina sp.

Radiolarien
Schwammnadeln

Ostrea sp.
Pecten sp.

Bryozoen

Lithothamnium sp.

Alter: Das Alter der Untergrenze der Cusano-Formation wird durch das Einsetzen von Miogypsina gunteri und Globigerinoides trilobus angezeigt. M. gunteri tritt in den untersten Metern dieser Kalke im Gebiet des Monte Mare gesteinsbildend auf. Sie ist nach DROOGER (1963) im Mediterrangebiet auf das U.-Aquitan beschränkt. Die gleiche Beobachtung machte VERVLOET (1966) in Nord-Italien.

Globigerinoides trilobus beginnt nach BOLLI (1957) und REISS & GVIRTZMAN (1964) in der 'Globorotalia kugleri-Zone' aus dem O.-Oligozän. In gleicher Weise ist Globigerinoides trilobus

nach VERVLOET (1966) zur Festlegung der Oligozän/Aquitan-Grenze nicht geeignet, da sie schon etwas früher beginnt. Abweichend hiervon lässt sie CRESCENTI (1966) in Süd-Italien mit dem Aquitan beginnen, und zwar in der 'Globigerinita dissimilis-Zone'. Dieser Befund deckt sich mit der Tatsache, dass Miogypsina gunteri und Globigerinoides trilobus hier zusammen einsetzen. Die Cusano-Formation beginnt also mit dem Aquitan.

Im oberen Teil der Serie kommt Globigerinoides bisphericus vor, die eine Übergangsform zwischen Globigerinoides und Orbulina darstellt. Orbulinen treten nur im Übergangsbereich in den obersten 1-2 m dieser Formation vereinzelt auf. An der Basis der darüber folgenden Longano-Formation bilden sie schon den quantitativ grössten Teil der Mikrofauna. Nach den Arbeiten von CITA, PREMOLI SILVA (1960) und CRESCENTI (1966) setzen die Orbulinen in Italien im obersten Langhiano (etwa Burdigal) ein.

Die Cusano-Formation hat in der Molise-Zone ein Alter von Aquitan - Burdigal, sie erreicht jedoch nicht das oberste Burdigal.

Ablagerungsraum: Gegenüber der Macchiagodena-Formation im Liegenden repräsentiert die Cusano-Formation in der Molise-Zone mit den vereinzelt auftretenden Austern, Pecten und Lithothamnien deutlich eine Fazies flacheren Wassers.

Typlokalität: Die von SELLI (1957) ausgewählte Typlokalität der 'Formazione di Cusano' wurde schon bei der Beschreibung der Stratigraphie der La Rocca-Schwelle genannt.

j) Longano-Formation (O.-Burdigal - Helvet)

Verbreitung: Die Longano-Formation steht im Gebiet des Monte Mare und auf der Gleitdecke des Monte Curvale an. Gute Aufschlüsse finden sich an der Strasse nach Montenero östlich der Brücke über dem Rio Fosse, im Gebiet nördlich des il Monte (1087 m) und südlich von Montenero am Mulatiera zum Bocca Pantana.

Lithologie: Die Longano-Formation besteht aus einer Wechsellagerung von weissen Orbulinen-Biomicriten mit grünen Mergeln. Innerhalb der Formation treten 100 m westlich der Madonna della Forite im Val Cocchiara ca. 5 0 cm mächtige Lithothamnienkalk-Konglomerate auf. Die Dicke der plattigen Kalklagen liegt zwischen 1 cm und 10 cm.

Charakteristisch für diese Serie sind submarine Gleitfalten (Abb. 24). In der im allgemeinen schlecht aufgeschlossenen Formation sind diese im Anstehenden selten zu beobachten. Vielfach wurden jedoch die widerstandsfähigen Faltenumbiegungen im Verwitterungsschutt gefunden.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Formation beträgt 20 m bis 40 m.

Formationsgrenzen und Korrelation: Der Übergang der Longano-Formation zur Agnone-Formation im Hangenden erfolgt kontinuierlich. Die Cusano-Formation der La Rocca-Schwelle ist das neritische Aquivalent der Longano-Formation, da beide gleichaltrig sind (Abb. 22).

Die Longano-Formation kann mit den 'calcare marnoso di Montagnella' von OGNIBEN (1958), mit dem oberen Teil der 'Formazione di Tufillo' von SELLI (1962) und mit der lithostratigraphischen Einheit 'Db' von SIGNORINI & DEVOTO (1962) korreliert werden.

Fauna:

Elphidium crispum (LINNE)
Globorotalia obesa (BOLLI)
Globorotalia praemenardii (CUSHM. & STAIN.)
Globorotalia mayeri (CUSHM.)
Globorotalia scitula (BRADY)
Globigerina bulloides (D'ORB.)
Globigerina regularis (TERQUEM)
Globoquadrina venezuelana (HEDBERG)
Globoquadrina altispira (CUSHM. & JARVIS)
Globigerinoides trilobus trilobus (REUSS)
Globigerinoides trilobus immaturus (LE ROY)
Globigerinoides trilobus sacculifera (BRADY)
Orbulina suturalis BRÖNNIMANN
Orbulina universa (D'ORB.)
Orbulina biiobata (D'ORB.)
Nonion sp.
Amphistegina lessonii (D'ORB.)

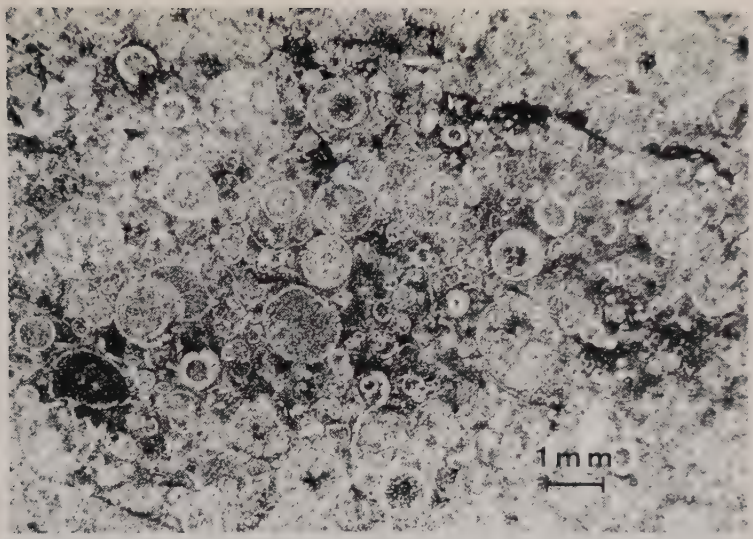


Abb. 23. Mikrofazies der Longano-Formation vom Val Cocchiara (Burdigal). Biomicrit mit Orbulina universa (D'ORB.), Orbulina suturalis BRÖNNIMANN, Globigerina sp. und Globigerinoides sp.

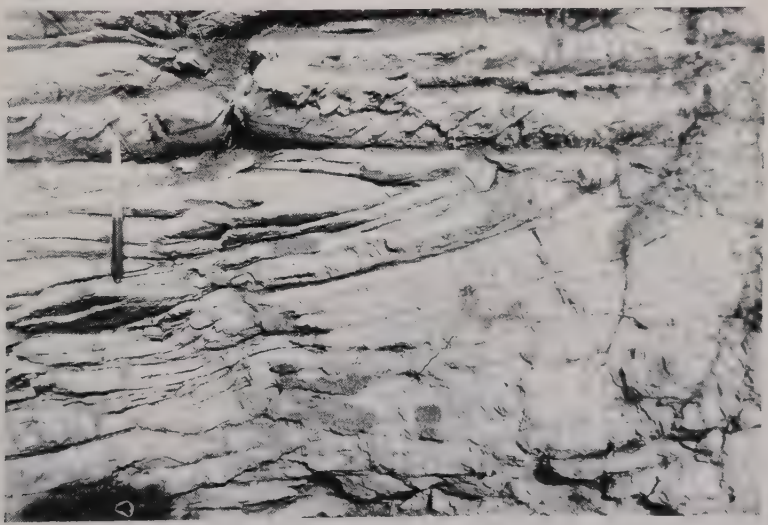


Abb. 24. Slumping-Struktur in der Longano-Formation, entstanden durch submarine Gleitfaltung des unverfestigten Globigerinen-Kalkschlamms (südlich der Brücke über dem Rio Fosse)

Alter: Orbulinen treten schon im Übergangsbereich zwischen Cusano- und Longano-Formation auf, in dem braune Kalklithite mit weissen Biomicriten wechseln. In den untersten Lagen der Longano-Formation nimmt Orbulina suturalis den grössten Teil der Mikrofauna ein. Nach CITA & PREMOLI SILVA (1960) und CRESCENTI (1966) beginnen die Orbulinen in Italien im obersten Langhinano (etwa O.-Burdigal). Das Helvet ist durch Globorotalia praemenardii belegt. Gehäuse von Globorotalia menardii wurden nicht gefunden. Damit erreicht die Formation nicht das Torton.

Das Alter der Longano-Formation ist somit O.-Burdigal - Helvet.

Ablagerungsraum: Infolge der im O.-Burdigal beginnenden raschen Absenkung des Molise-Beckens werden die nach Litho- und Biofazies (Abb. 23) pelagischen Sedimente der Longano-Formation abgelagert. Sie leiten von den Flachwasserkalken der Cusano-Formation in die flysch-ähnlichen Sedimente der Agnone-Formation über.

Typlokalität der 'Formazione di Longano' (SELLI 1957) ist der 8 km südlich von Isernia glegene Ort Longano (Prov. Campobasso).

k) Agnone-Formation (Torton-Messiniano)

Verbreitung: Die Agnone-Formation steht am Südwestrand des Monte Mare ausserhalb des Kartierungsgebietes und im Zentrum der Gleitdecke am Rande des Grabenbruchs il Pantano an.

Lithologie: Sie gleicht lithologisch und faunistisch völlig dem unteren Teil der autochthonen Agnone-Formation der La Rocca-Schwelle, so dass sich eine nochmalige Beschreibung erübrigt. Es fehlen hier jedoch die Resedimente (sedimentäre Klippen und Olisthostrome) der autochthonen Agnone-Formation.

Mächtigkeit: Auf den exponierten Einheiten des Monte Mare und der Gleitdecke des Monte Curvale ist der obere Teil der

Formation abgetragen, so dass sie hier nur in einer Mächtigkeit von 50 m bis 150 m ansteht.

1) Stratigraphische Profile des Tertiärs (Molise-Fazies)

Colle Pagliarone (Profil V)

Das Profil beginnt am Osthang des Colle Pagliarone (1187 m) am Rande der Gleitdecke des Monte Curvale etwa 1075 m ü. N. N., überquert die Höhe 1104 m und reicht bis zum Nord-Ufer des kleinen Flusses des La Spina.

Dieses stratigraphische Profil kann als typisches Tertiär-Profil des Molise-Beckens angesehen werden. Es besteht durchgehend aus einer Wechsellagerung von Kalken und Mergeln und enthält eine reiche planktonische Fauna. Das O.-Paläozän und das Eozän sind hier aus der für die ganze Molise-Zone typischen scaglia-ähnlichen Abfolge der Kalk-Mergel-Einheit der Monaci-Formation aufgebaut. In der Cusano-Formation treten keine Lithothamnien und Grossforaminiferen auf.

Höhe 1227 m südlich der Case le Mainarde (Profil VI)

Im Kartierungsgebiet ist im Bereich der tektonischen Einheit des Monte Mare ein vollständiges Tertiär-Profil nicht aufgeschlossen. Es wurde das stratigraphische Profil der Höhe 1227 m 1000 m südlich des Kartierungsgebietes am Gehöft der Case le Mainarde ausgewählt. Die Schichten fallen hier mit 30° bis 40° nach E ein. Das Profil zeigt, dass im Gebiet des Monte Mare alle Tertiär-Formationen in voller Mächtigkeit vorhanden sind. Sie zeichnen sich jedoch gegenüber denen der Gleitdecke durch eine Fazies flacheren Wassers aus. So fehlen Hornsteine, und die Monaci-Formation ist nur aus den neritischen Alveolinen- und Nummulitenkalken aufgebaut. Die Cusano-Formation besteht zum Teil aus Lithothamnienkalken, in denen neben Lithothamnien Miogypsinen und Lepidocyclinen gesteinsbildend auftreten (Abb. 21 und 22).

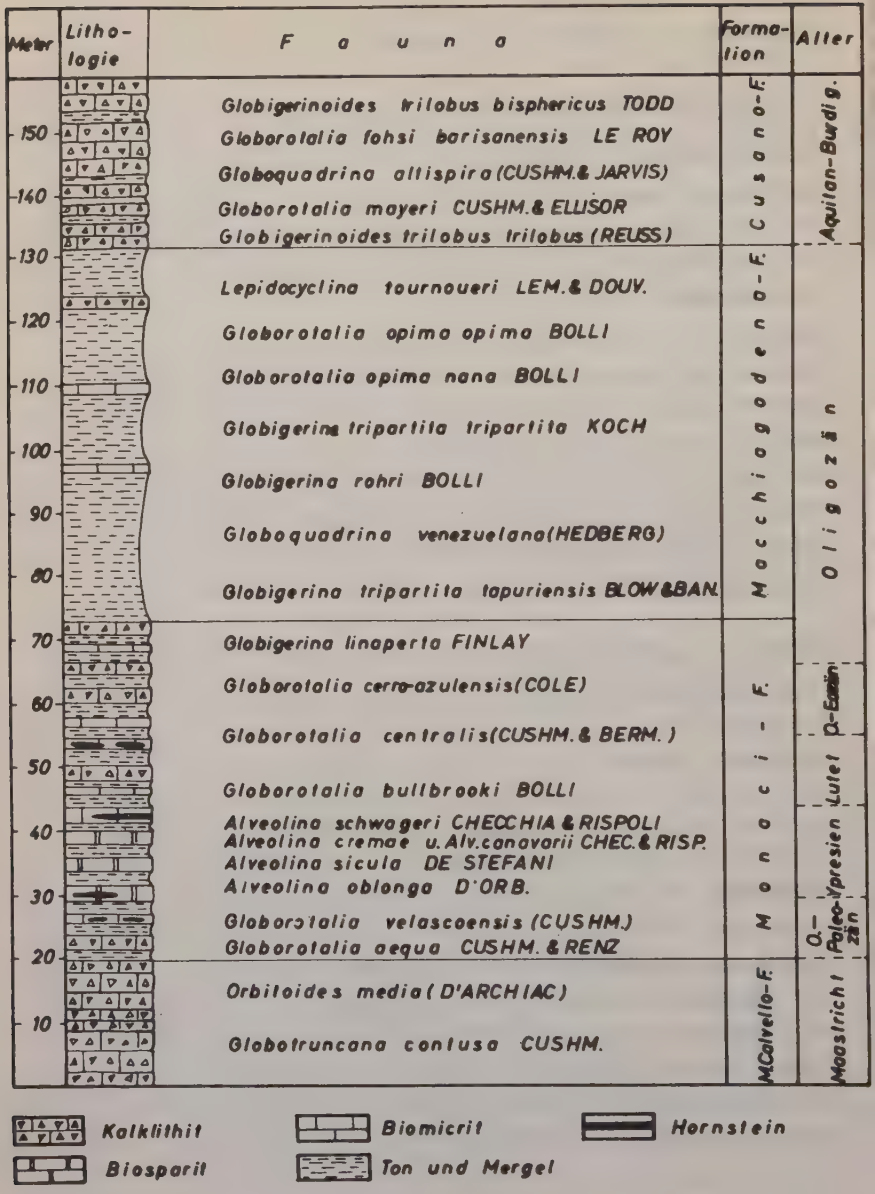


Abb. 26. Stratigraphisches Profil vom Osthang des Colle Pagliarone (1187 m)

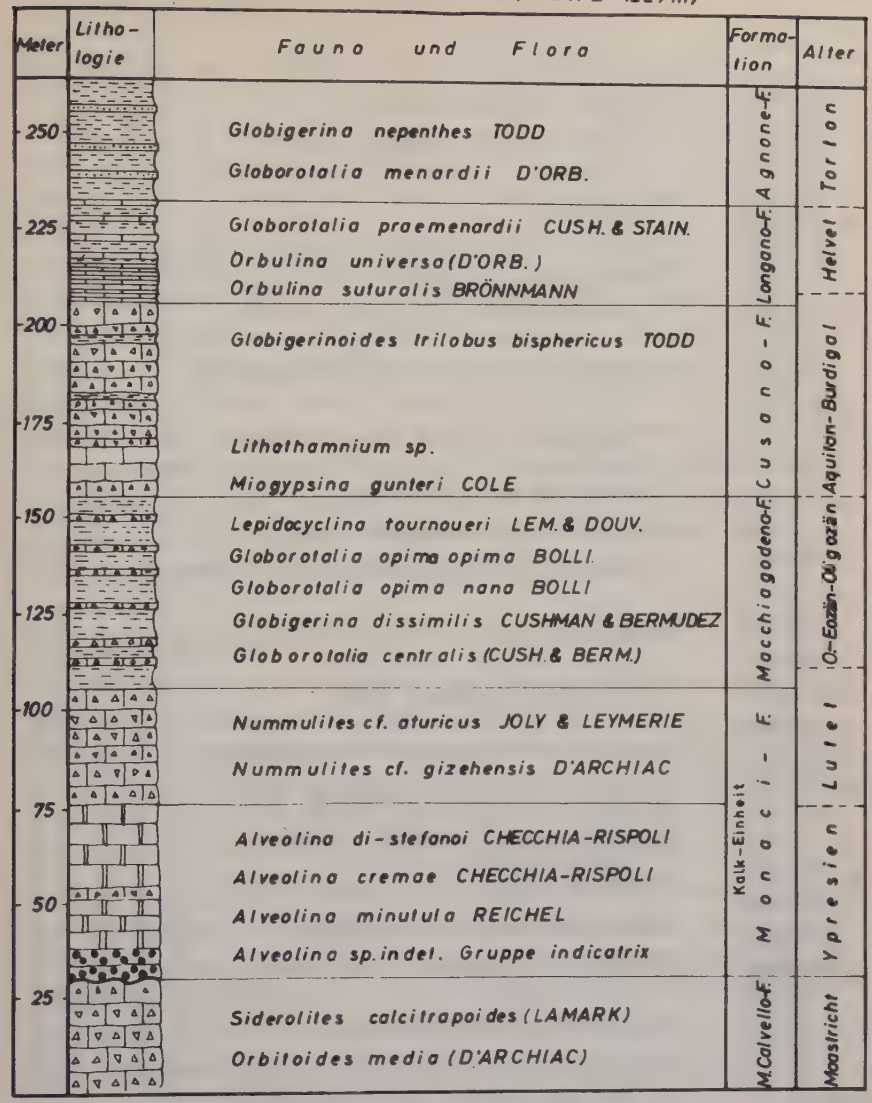


Abb. 25. Stratigraphisches Profil der Höhe 1227 m südlich der Case le Mainarde

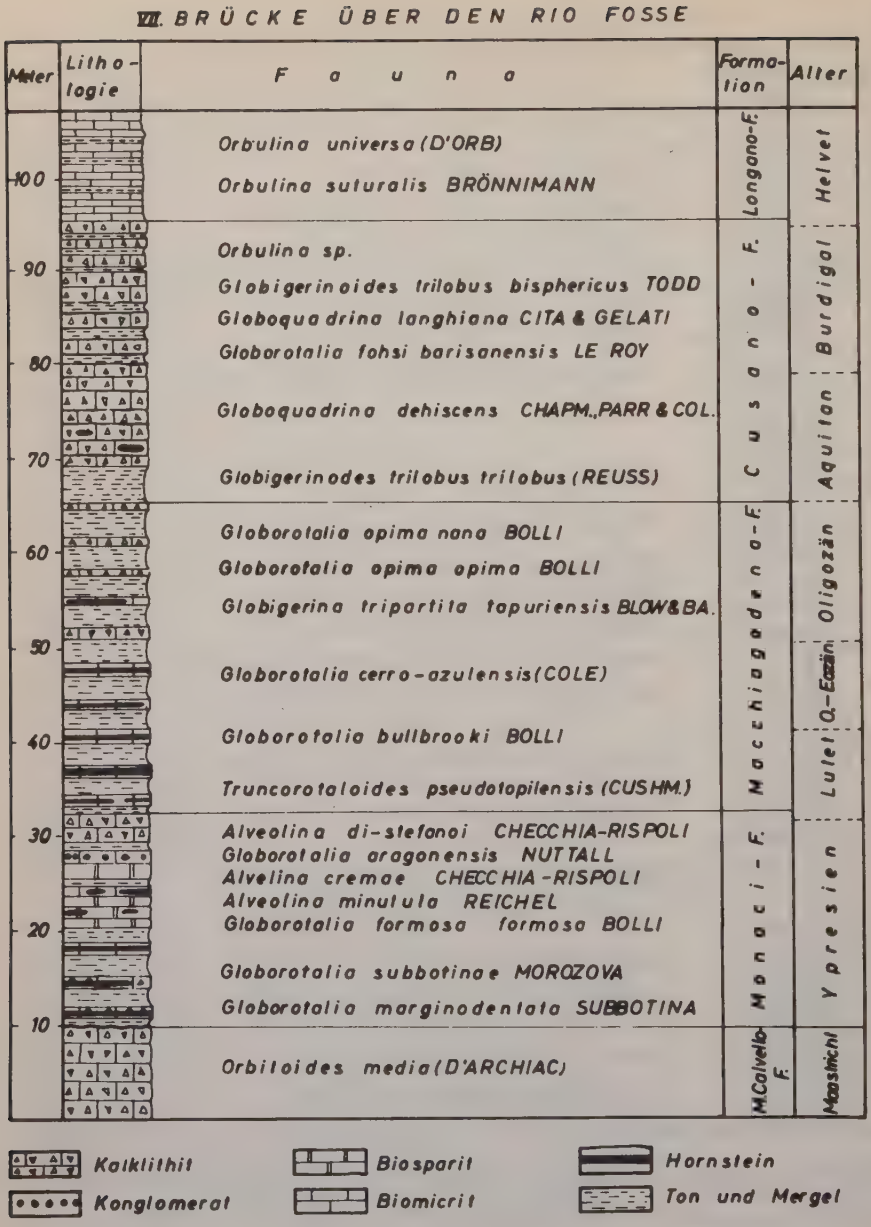


Abb. 27. Stratigraphisches Profil an der Brücke über dem Rio Fosse (Strasse nach Montenero Val Cocchiara)

Brücke über den Rio Fosse (Profil VII)

Das Profil beginnt unmittelbar westlich der Brücke und endet 300 m südlich davon an der Strasse nach Montenero Val Cocchiara. Es ist an der östlichen Strassenböschung durchgehend aufgeschlossen. Die lithostratigraphischen Einheiten stehen faziell zwischen denen der Case le Mainarde und denen des Colle Pagliarone. Die Monaci-Formation zeigt hier die Übergangsfazies von der Kalk-Einheit zur Kalk-Mergel-Einheit (Beckenrand-Fazies). In die Alveolinenkalke sind rote Mergellagen eingeschaltet. Ausserdem treten neben Konglomerat-Horizonten plattige, dichte Kalke mit Globigerinen und Globorotalien auf. Der Nummulitenkalk fehlt hier, und die Macchiagodena-Formation reicht bis in das untere Lutet herunter. Die Cusano-Formation enthält keine Lithothamnienkalkbänke. Im unteren Teil sind jedoch vereinzelt Pecten und Austern zu finden. In der Longano-Formation sind Slumping-Strukturen an der Strassenböschung aufgeschlossen (Abb. 24).

III. Paläogeographie

Die heutige räumliche Verteilung der tektonischen Einheiten entspricht, wie weiter unten dargestellt wird, auch ihrer ursprünglichen Position zueinander. Der Ablagerungsraum des Monte Mare hat also auch westlich und der des Monte Curvale auch östlich der La Rocca-Schwelle gelegen. Während der Tektogenese sind beide in Richtung Schwelle bewegt worden.

In der Abb. 28 ist die paläogeographische Situation vor der Miozän-Transgression rekonstruiert worden. Bekannt sind nur die Mächtigkeiten. Der horizontale Masstab kann hingegen nicht angegeben werden, da die Überschiebungsweiten nicht genau ermittelt werden konnten. Es lässt sich vorsichtig abschätzen, dass das Querprofil wenigstens 6-8 fach überhöht ist (die heutige Distanz zwischen den Endpunkten des Profils beträgt knapp 30 km).

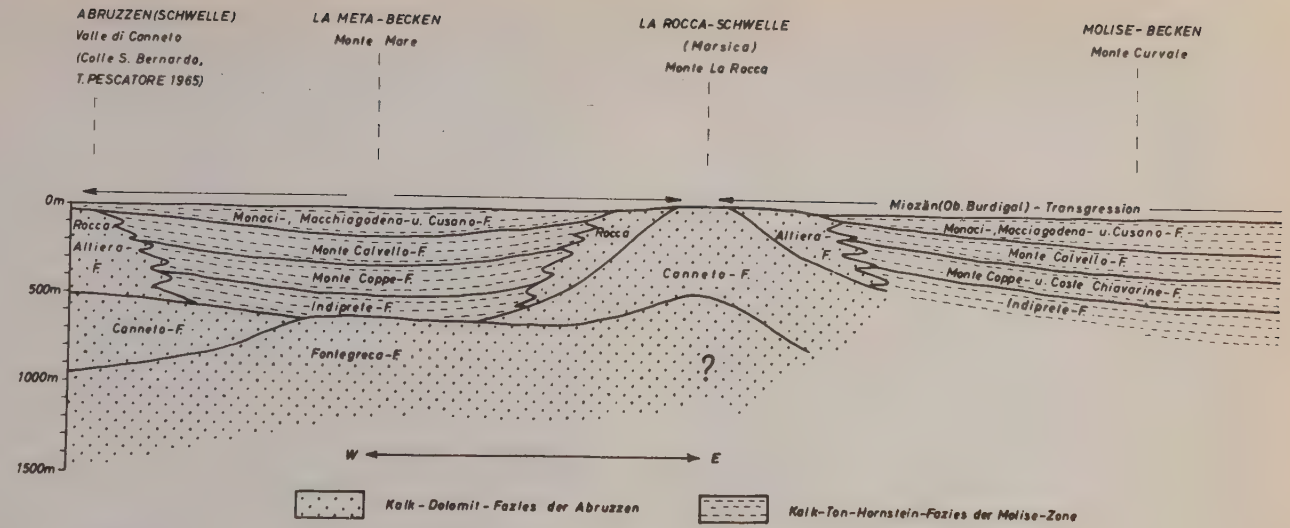


Abb. 28. Das rekonstruierte Querprofil zeigt den Übergang der Abruzzen zur Molise-Zone vor der Miozän-Transgression. Der horizontale Masstab ist unbekannt, da durch die Tektogenese die Faziesräume heute unmittelbar nebeneinander liegen (heutiger Abstand zwischen den Endpunkten des Profils ca. 30 km)

Zur Vervollständigung wurde das Profil nach Westen ausserhalb des Kartierungsgebietes bis zum Valle di Canneto verlängert. Das hier von PESCATORE (1965, S. 130) gegebene stratigraphische Profil des Colle S. Bernardo entspricht, mit Ausnahme des Alt-Tertiärs, völlig dem Profil des Monte della Rocchetta der La Rocca-Schwelle.

Die Abb. 28 zeigt, dass im hier betrachteten Übergangsbereich zwischen Kalkapennin und Molise-Zone die paläogeographische Situation durch synsedimentäre Tektonik kontinuierlich verändert wurde.

Im Lias wurde das Gebiet des Monte Mare (Bergkette des La Meta) gehoben und stellte im Zeitraum Jura - U.-Kreide eine Schwelle dar. In der U.- bis M.-Kreide verlagert sich diese Schwelle in Richtung Molise-Zone, also von intern (SW) nach extern (NE), und bildet im Zeitraum Cenoman—Helvet die La Rocca-Schwelle, eine direkte Verlängerung der Fazies der Marsica nach Süden.

In einer Gegenbewegung senkte sich während des Alb-Cenoman im Rückland der extern wandernden Schwelle das La Meta-Becken ein.

Zum paläogeographischen Verhältnis Abruzzen - Molise-Zone ergibt sich für den untersuchten Raum folgendes Bild: Das Untersuchungsgebiet ist in Schwellen und Becken gegliedert, die im Laufe des Mesozoikums und des Tertiärs ihre Lage wechselten. Dadurch lag hier nicht ein scharfer Faziesgegensatz vor, sondern über weite Entfernung eine Verzahnung einzelner Schwellen- und Beckensedimente.

IV. Vergleich der Sedimente des Monte Mare (La Meta-Becken) mit denen der Gleitdecke des Monte Curvale (Molise-Becken)

In dem 'innerapenninen' La Meta-Becken sind noch einmal sämtliche Formationen der Molise-Stratigraphie in voller Mächtigkeit ausgebildet. Sie zeigen jedoch gegenüber denen der Molise-Zone folgende Unterschiede, die auf eine Fazies flacheren Wassers schliessen lassen:

1. Die Indiprete-Formation trägt keinen Flysch-Charakter und enthält grobe Konglomerate.
2. Die Kalk-Mergel-Einheit der Monte Calvello-Formation ist nicht ausgebildet.
3. Die Kalk-Mergel-Einheit der Monaci-Formation ist nicht ausgebildet.
4. Hornsteine als Anzeichen einer Fazies tieferen Wassers fehlen im Tertiär.

V. Korrelation der Sedimente der La Rocca-Schwelle mit denen der Becken

Bei der Gegenüberstellung der Kreide-Sedimente der Schwelle mit denen der Becken ergibt sich folgendes Bild: Die Rocca-Altiera-Formation der Schwelle ist das neritische Äquivalent der Indiprete-, Monte Coppe-, Coste Chiavarine- und Monte Calvello-Formation. Die gleiche Beobachtung machte PESCATORE (1965, S. 130) am Westrand des La Meta-Beckens: "La Formazione di Rocca Altiera comprende quelle di Indiprete, di Monte Coppe e di Monte Calvello affioranti alla Meta."

(Die Coste Chiavarine-Formation ist im Gebiet des La Meta und des Monte Mare nicht ausgebildet). Diese Kreide-Serien transgredieren im Alb-Cenoman auf die Dolomite und Flachwasserkalke der Fontegreca- und der Canneto-Formation.

An der Wende Kreide/Tertiär fand eine umfassende Hebung statt, die Schwelle und Becken gleichermassen erfasste. Im Bereich der Schwelle führte sie zu einer Trockenlegung des Gebietes vom Alt-Tertiär bis U.-Miozän und im Bereich der Becken zu einer kurzen Sedimentationsunterbrechung während des Paläozäns.

Im Miozän beginnt im hier untersuchten Gebiet die ausgeprägteste Transgression, während deren Verlauf die faziellen Unterschiede zwischen Schwelle und Becken langsam ausgeglichen wurden (Abb. 20).

D) RESEDIMENTATION

Innerhalb der autochthonen Agnone-Formation der La Rocca-Schwelle, auf der im Westen die tektonische Einheit des Monte Mare und im Osten die Gleitdecke des Monte Curvale liegt, befinden sich im hier untersuchten Gebiet grosse Mengen resedimentierten Materials. Dieses besteht ausschliesslich aus Sedimenten der Molise-Zone, von der Indiprete-Formation bis zur Agnone-Formation selbst. Die Resedimente können unterteilt werden in:

I. Sedimentäre Klippen (Gleitklippen)
II. Olisthostrome

I. Sedimentäre Klippen

Die Flachwasserkalke der Halbhorste der La Rocca-Schwelle fallen in den Tälern des Rio Torto und des Rio Iemmare nach Osten unter die normal folgenden Tone und Sandsteine der Agnone-Formation ein. Im unteren Teil dieser Formation sind ältere bis gleichaltrige Tertiär-Sedimente annähernd konkordant eingeschaltet. Sie haben etwa linsenförmige Gestalt. Nach der Nomenklatur von RICHTER (1968) handelt es sich um sedimentäre Klippen.

Südlich von Alfedena befindet sich in den Torton-Tonen eine ca. 800 m lange Klippe aus Sandsteinen (Höhe 1062). In Streichrichtung 100 m weiter südlich steckt in denselben Tonen ein Alveolinenkalkbrocken, und weitere 200 m weiter in Richtung Süden folgt ein über 2 km langes, zusammenhängendes Vorkommen älterer Gesteine. Es besteht aus den Sedimenten der Kalk-Mergel-Einheit der Monaci-Formation und aus der Macchiagodena-, Cusano- und Longano-Formation. Es fällt auf, dass die genannten Klippen wie auf eine Perlschnur aufgereiht anstehen. Diese Beobachtung lässt sich noch besser im Iemmare-Tal machen. Hier ist innerhalb der Agnone-Formation eine Kette von 5 isolierten, linsenförmigen Klippen aufgeschlossen, die aus Sedimenten der Monaci-, Macchiagodena-, Cusano- und Longano-Formation bestehen. Die Kette zieht sich

von der Haarnadelkurve beim Kilometerstein 12 der Strada Statale Nr. 158 bis zum Friedhof von Pizzone hin. Ihre Horizontbeständigkeit innerhalb der Tone und Sandsteine ist hier deutlich zu erkennen. Weiter im Süden treten am Osthang des langen Bergrückens des Monte´Castelnuovo noch einmal zwei kleinere Klippen auf, die aus den Kalken und Mergeln der Monaci-Formation bestehen.

Die genannten Klippen ziehen sich somit auf eine Länge von 11 km von Norden nach Süden durch das gesamte Untersuchungsgebiet. Aus der Karte und den Profilen geht hervor, dass sie innerhalb der Agnone-Formation annähernd horizonbeständig sind und im unteren Teil etwa 80-200 m über der Basis dieser Formation eingeschaltet sind. Damit haben sie ihre heutige Lage etwa gleichzeitig erreicht, und es ist anzunehmen, dass sie ihre Entstehung einem einzeitigen und gemeinsamen Vorgang verdanken.

Die Schichtung der Gleitklippen ist gut erhalten, und sie liegen zum überwiegenden Teil konkordant innerhalb der Agnone-Formation. Starke Beanspruchung des Materials tritt nur lokal auf. Hier bestimmen die mechanischen Eigenschaften des Ausgangsmaterials das Ergebnis. Die aus einer Wechsellagerung von plattigen Kalken und Mergeln, also aus kompetenten und inkompetenten Schichten, bestehenden Formationen reagierten plastisch und sind verbogen und gefaltet. Zwei liegende, westvergente Falten ($B=25^{o}$) der Kalk-Mergel-Einheit der Monaci-Formation sind südlich der Haarnadelkurve (PUNKT 840 m) am Kilometerstein 12 der S.S.Nr. 158 ausgezeichnet aufgeschlossen. Sie deuten auf einen Transport der Klippen von Ost nach West hin.

Die Longano-Formation liegt innerhalb der sedimentären Klippen lokal in rein kalkiger Ausbildung vor. Sie ist stets stark zerschert, und die Schichtung ist nur selten und dann nur in kleinen Bereichen zu erkennen. Als Beispiel hierfür kann die Klippe unmittelbar östlich der Ponte Fiumare genannt werden (Brücke der S.S.Nr. 158 über den Rio Iemmare).

Der Kontakt der sedimentären Klippen zu den Tonen und Sandsteinen im Liegenden ist scharf und im Iemmare-Flusstal unterhalb der Klippe an der Haarnadelkurve beim Kilometerstein 12 der S. S. Nr. 158 gut zu sehen.

Der Kontakt zu den Tonen und Sandsteinen im Hangenden folgt der unregelmässigen Oberfläche der Gleitmassen.

Die Tone und Sandsteine der Agnone-Formation oberhalb der Klippen sind im Flusseinschnitt des Rio Fosse in mehreren hundert Metern Mächtigkeit gut aufgeschlossen. Sie sind ungestört. Es ergibt sich somit die Aufeinanderfolge:

Normalsedimentation-sedimentäre Klippe-Normalsedimentation.

Derartige Einschaltungen von Klippen älteren bis gleichaltrigen Gesteins in die Normalsedimentation unterscheiden sich von Olistholithen dadurch, dass sie nicht von einer Olisthostrom-Matrix umgeben sind und infolgedessen auch nicht innerhalb eines Schlammstroms transportiert worden sind. Diese Klippen sind vielmehr auf der tonreichen Agnone-Formation, einem Gefälle folgend, gravitativ abgeglitten.

Von RICHTER (1968, S. 57) werden sie als sedimentäre Klippen (entsprechend der Bezeichnung 'klippe sédimentaire' französischer Autoren) bezeichnet. Von GÖRLER & REUTTER (1968, S. 492) werden sie Gleitklippen genannt, die sich von Gleitdecken nur durch ihre geringere Grösse unterscheiden sollen.

II. Olisthostrom

a) Definitionen

Im Südwesten des Kartierungsgebietes tritt innerhalb der Agnone-Formation eine norwest-südost-streichende und 14 km lange Zone auf, in der sämtliche Sedimente der Molise vertreten sind. Diese sind untereinander chaotisch vermischt, und die Bruchstücke härterer Bänke schwimmen als Brocken unterschiedlicher Grösse in einer tonigen Matrix.

Von FLORES (1955, S. 222) wurde für derartige Sedimentkörper der Begriff Olisthostrom eingeführt und wie folgt definiert:

"...sedimentary deposits occuring within normal geological sequences that are sufficiently continuous to be mappable, and that are characterized by lithologically and/or petrographically heterogeneous material, more or less intimately admixed, that are accumulated as a semi-fluid body" und FLORES (1959, S. 264): "Dispersed in the chaotic, shaly mass there are inclusions (olistoliths) ranging in size from a few cubic inches to several hundred cubic feet. These inclusions are of the most varied lithology and age range". Der Begriff Olisthostrom wurde in der folgenden Zeit in Italien rasch aufgenommen und auch für verschiedene Sedimente der Molise-Zone von BENEO (1956a, 1956 b, 1958), JACOBACCI & MARTELLI (1958), GÖRLER & RICHTER (1966), GÖRLER (1967) und GÖRLER & REUTTER (1968) angewandt. GÖRLER & REUTTER (1968, S. 486) geben folgende Definition: "Ein Olisthostrom ist ein Sedimentkörper, der als Resediment aus älteren Gesteinen mittels Schlammströmen hervorgeht."

b) Ausdehnung und Mächtigkeit des Olisthostroms

Der Olisthostrom beginnt im Osten unter dem Südostzipfel der Gleitdecke des Monte Curvale und erstreckt sich in Richtung SW über die Orte Aquaviva di Isernia, Foresta und Valloni bis zum Volturno. Hier verschwindet er unter den pleistozänen Travertin der Pantana di Rocchetta. Westlich des Travertins erscheint er wieder und zieht im Süden des Monte della Rocchetta und des Monte Castelnuovo vorüber.

Der hier kartierte Teil stellt nur den Nordwestrand eines sehr grossen Olisthostroms dar. Dieser lässt sich ausserhalb des Kartierungsgebietes nach Osten auf wenigstens 25 km verfolgen. So erstreckt er sich über das Vandra-Tal hinweg über die Orte Pescolanciano und Chiauci bis in die Zone von Bagnoli-Duronia (STEFFENS 1968).

Ebenso setzt er sich in Richtung SE über die Orte Fornelli und Colli al Volturno fort. So sind an der Strada Provinciale Nr. 14 zwischen Colli al Volturno und Isernia die roten

Mergel der Monaci-Formation innerhalb des Olisthostroms mehrfach angeschnitten.

Die Mächtigkeit des Olisthostroms kann nur grössenordnungsmässig angegeben werden. Im Sangro-Tal ist er bis zu einer Tiefe von 350 m ü.N.N. aufgeschlossen. Sein höchster Punkt liegt 850 m ü.N.N. am Fusse des Monte della Foresta. Damit beträgt die Mächtigkeit wenigstens 500 m.

c) Zusammensetzung des Olisthostroms

Der Olisthostrom setzt sich aus den Sedimenten der normalstratigraphischen Abfolge der Molise-Zone zusammen. Je nach Lithologie bilden die verschiedenen Horizonte:

1. Olisthostrom-Matrix
2. Olistholithe

Die Abb. 29 macht deutlich, dass die olistholith-bildenden Formationen im Hangenden und Liegenden von mächtigen flyschähnlichen Formationen begleitet werden, die die Matrix bilden. Dadurch bestand in der Molise-Zone eine überaus günstige Voraussetzung für die Schlammstromentstehung.
Bei der Kartierung wurden für die verschiedenen Gesteine die gleichen Signaturen verwendet, mit der sie auch in normalstratigraphischer Abfolge gekennzeichnet wurden. Ist die Vermischung sehr stark, wurde die Signatur derjenigen Formation gewählt, die quantitativ überwiegt. Gegenüber den Normalsedimenten der Agnone-Formation wurde der Olisthostrom durch eine Übersignatur abgesetzt.

1. Olisthostrom-Matrix

Die Matrix des Olisthostroms besteht aus dunklen Tonen, die häufig ein schuppiges Aussehen haben und dann der 'argille scagliose' italienischer Autoren entsprechen.

Es handelt sich hier, wie zahlreiche Mergelproben und die sie stets begleitenden Scherben von Sandsteinbänken beweisen, überwiegend um die Tone der Agnone-Formation.

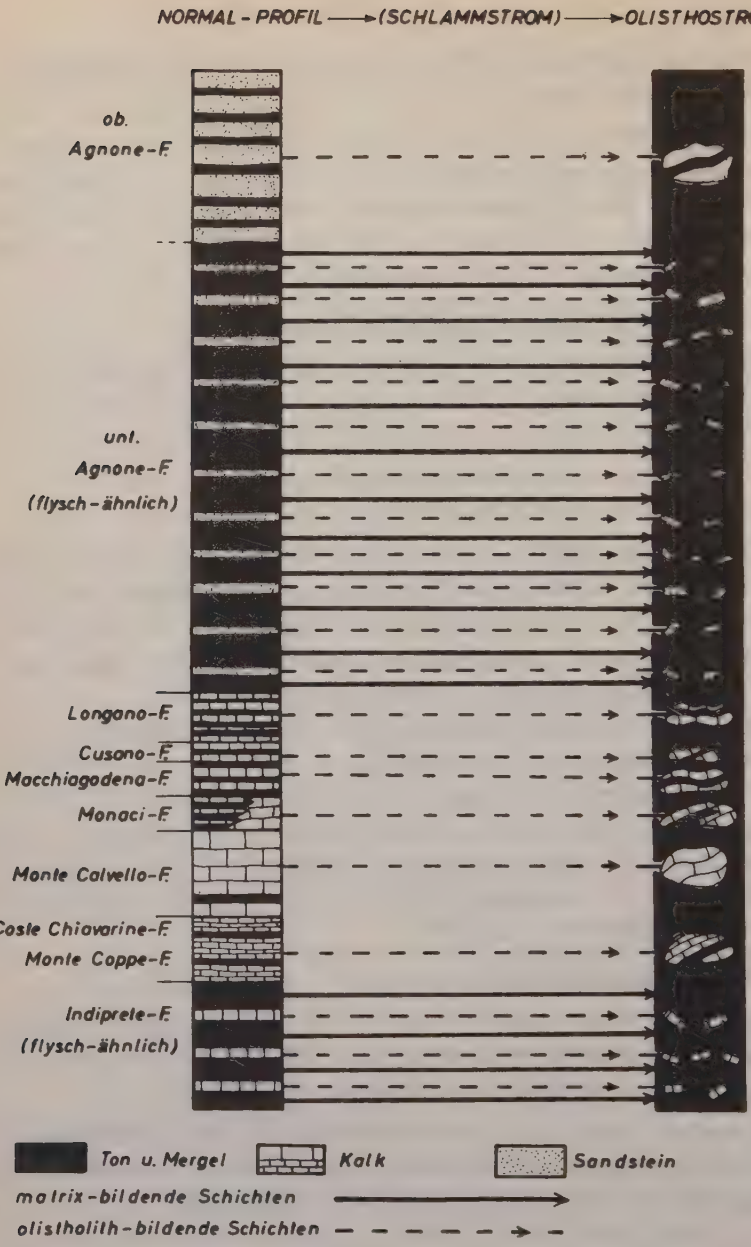


Abb. 29. Die flysch-ähnlichen Formationen im Hangenden und Liegenden der olistholith-bildenden Formation bilden die Olisthostrom-Matrix. Die Indiprete-Formation ist der Abscherhorizont des Olisthostrom-Materials und der Gleitdecken.

Untergeordnet wird die Matrix aus den dunklen, selten weinroten Tonen der Indiprete-Formation gebildet. Sie wird dann von den pyritreichen und daher rostbraun verwitternden Bruchstücken der Kalklithit-Bänke dieser Formation begleitet. Mergelproben mit Hedbergellen neben zahlreichen Radiolarien und Dünnschliffe aus den Kalken mit Orbitolinen haben bewiesen, dass es sich hier eindeutig um Alb - Cenoman-Sedimente handelt. Innerhalb des Untersuchungsgebietes wird die Matrix des Olisthostroms nur an drei Stellen vorwiegend von der Indiprete-Formation gebildet:

1. Östlich der Strassenkreuzung der Strada Statale Nr. 86 mit der Strada Statale Nr. 17 am Osthang der Gleitdecke des Monte Curvale,
2. Im Fosse Corvo östlich des Olistholiths des Vallone Odiceferno,
3. Im Flusstal 300 m östlich von Valloni.

Neben diesen Vorkommen wurden die rostbraunen Kalklithite mit Orbitolinen an zahlreichen Stellen innerhalb der Matrix gefunden. Es wird daher vermutet, dass die Indiprete-Formation, mit der Agnone-Formation vermischt, erheblichen Anteil an der Matrix einnimmt und nicht nur auf die drei oben genannten Vorkommen beschränkt ist.

Nach Osten ausserhalb des Kartierungsgebietes ist die Indiprete Formation innerhalb des Olisthostroms häufiger. So steht sie im Val Maltempo nördlich von Roccasicura (der Ort selbst ist auf einem Oberkreide-Olistholith errichtet) auf grosser Fläche an und bildet im Arbeitsgebiet von STEFFENS nördlich von Civitanova del Sannio für eine mehrere qkm grossen Fläche die Olisthostrom-Matrix. Von STEFFENS (1968) wurde hier in einer Kalkbank Lamellaptychus angulocostatus (PETERS) gefunden.

Sedimente der Agnone-Formation treten innerhalb des Olisthostroms vielfach relativ ungestört auf. Meist handelt es sich um den tonreichen unteren Teil der Formation (Torton), in einigen Fällen aber auch um den sandsteinreichen oberen Teil

(Messiniano), der auf Grund seiner Lithologie vorwiegend in Olistholithen auftritt. Es besteht aber auch die Möglichkeit, dass hier Normalsedimente vorliegen, die auf dem Schlammstrom abgelagert worden sind.

Solche gutgeschichteten Bereiche stehen vielfach saiger oder sind überkippt. Ihre Existens könnte man so erklären, dass die verschiedenen Schlammströme, die den Olisthostrom nacheinander aufbauen (GÖRLER & REUTTER 1968), eine unterschiedliche innere Turbulenz aufwiesen, die nicht in allen Fällen zur völligen Auflösung des ursprünglichen Schichtverbandes ausreichte.

Im Flusseinschnitt des Rio Rocchetta südwestlich von Rocchetta a Volturno zeigen die zerbrochenen Sandsteinbänke innerhalb des Olithostroms fast durchweg Slumping-Strukturen. Derartige, durch submarine Gleitung, zerknäulte Sandsteinbänke wurden in den Normalsedimenten der Agnone-Formation nicht gefunden. Sie sind somit ein Zeugnis dafür, dass während der Bewegung der Schlammströme gleichzeitig sedimentiert wurde. Diese noch offensichtlich unverfestigten Sedimente sind von der Fliessbewegung erfasst und verformt worden.

2. Olistholithe

Die Grösse der unklassiert nebeneinander liegenden Olistholithe variiert zwischen Blöcken im Zentimeter- und Kilometerbereich.

Die Form der Olistholithe richtet sich nach dem Material, aus dem sie bestehen. So sind die Kalkbänke der Indiprete-Formation und die Sandsteinbänke der Agnone-Formation in eckige Scherben zerbrochen. Sie bilden die Vielzahl der kleinen Olistholithe im Dezimeter- bis Meterbereich. Ebenso liegen die kompakten Kreide-Kalke der Monte Calvello-Formation als eckige Olistholithe vor.

Die überwiegend plastischen Tertiär-Sedimente der Longano—, Cusano- und Macchiagodena-Formation und der Kalk-Mergel-

Einheit der Monaci-Formation sind während ihres Transportes noch verformt worden. Sie stellen den quantitativ grössten Anteil der Olistholithe. Die ursprüngliche Schichtung dieser Sedimente ist trotz der starken Beanspruchung durch Zerscherung und Verbiegung gut zu erkennen.

d) Fliessrichtung der Schlammströme

Auf der geologischen Karte kommt zum Ausdruck, dass im Olisthostrom ein Fliessgefüge vorliegt. Die langen Achsen der Olistholithe sind in der NE-SW-Richtung ausgerichtet. Ihre Streichrichtungen zeigen ein deutliches Maximum zwischen 50^{o} und 60^{o} (Abb. 30).

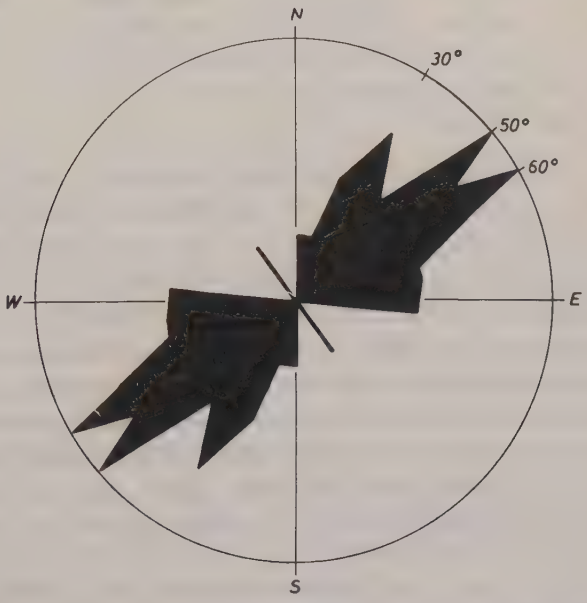


Abb. 30. Statistische Darstellung der Streichrichtungen von 34 Längsachsen grösserer Olistholithe (50 m bis 1000 m Durchmesser) auf der Richtungsrose. Die Maxima zeigen die Fliessrichtung der Schlammströme an

Die Polarität des Olisthostroms, also die Richtung vom Proximal- zum Distal-Ende, lässt sich daraus jedoch nicht ablesen. Die Schlammströme können einmal aus dem La Meta-Becken in Richtung Molise und zum anderen aus der Molise in Richtung Abruzzen geflossen sein.

Die erste Möglichkeit muss aus folgenden Gründen verneint werden: Die Sedimente des Olisthostroms zeigen gegenüber denen des La Meta-Beckens eine Fazies tieferen Wassers. Weiterhin besteht ein grosser Teil der Olistholithe aus den Kalken und roten Mergeln der Monaci-Formation. Diese existieren im Gebiet des La Meta-Beckens nicht und sind weiterhin in dieser Fazies in den Abruzzen unbekannt. Die Kalk-Mergel-Einheit ist ein typisches Molise-Sediment und steht nur wenige Kilometer östlich des Untersuchungsgebietes in der kuppelförmigen Aufwölbung der Berge von Frosolone-Sessano autochthon an.

Als Herkunftsgebiet des Olisthostrom-Materials kommt somit nur die Molise-Zone in Frage. Die Bewegungsrichtung von 50°-60° in Richtung Abruzzen gilt in gleicher Weise für die sedimentären Klippen, da diese ebenfalls zum Teil aus der Kalk-Mergel-Einheit der Monaci-Formation bestehen.

Die Schlammströme sind weit in den Faziesbereich des Kalkapennins vorgestossen. So haben sie hier die gesamte La Rocca-Schwelle überwunden, da der Olisthostrom unmittelbar südwestlich ausserhalb des Kartierungsgebietes die tektonische Einheit des Monte Mare erreicht. Damit wird deutlich, dass der Schwellencharakter der Abruzzen und der La Rocca-Schwelle im U.-Torton beendet war, was auch schon durch die flysch-ähnliche Fazies der Agnone-Formation zum Ausdruck kommt. Diese Gebiete stellten nun gegenüber der Molise-Zone eine Depression dar. Diese Schlussfolgerung ist zwingend, da die durch die Schwerkraft bewegten Schlammströme schon beim geringsten Ansteigen des untermeerischen Reliefs zum Stillstand gekommen wären. Ca. 60 km vom Molise-Rand entfernt

treten im Val Latina in den Tonen und Sandsteinen des O.-Miozäns Sedimente der O.-Kreide und des Tertiärs auf, die denen des hier beschriebenen Olisthostroms ganz ähnlich sind. Sie haben nach ANGELUCCI, DEVOTO & FARINACCI (1963) ihre heutige Lage erst nach dem Torton erreicht. Dieser Altersunterschied gegenüber dem Olisthostrom des hier untersuchten Gebietes spricht für eine Herkunft aus der Molise-Zone, da die Resedimente mit zunehmender Entfernung vom Abrissgebiet in immer jüngeren Sedimenten stecken müssen. Die Olisthostrome des Val Latina hätten somit für den Wanderweg von wenigstens 60 km die Zeitdauer des Tortons benötigt.

e) Kontakte und Alter des Olisthostroms

Eine genaue Begrenzung des Olisthostroms liess sich im Gelände nur selten festlegen. Dies ist ganz einfach dadurch bedingt, dass sich die Tone und Sandsteine der Normalsedimentation mit denen des Olisthostroms völlig gleichen. Einziges Kriterium könnte ihre chaotische Struktur gegenüber der umgebenden Agnone-Formation sein. Diese ist jedoch ebenfalls durch rezente Bergschlipfe (Frane) meist gestört. Es ist weiterhin anzunehmen, dass sich der aus einzelnen Schlammströmen langsam aufbauende Olisthostrom mit den gleichaltrigen Normalsedimenten verzahnt, und dadurch die Grenze schon primär verwischt ist. Es wurde vielfach so verfahren, dass die Grenze des Olisthostroms dorthin gelegt wurde, wo die leicht zu erkennenden Olistholithe aufhören.

Der Olisthostrom liegt als Resediment in der Agnone-Formation und ist damit mit dieser gleichaltrig (Torton-Messiniano).

E) TEKTONIK

Die Tektonik des Untersuchungsgebietes wird unterteilt in:

I. Gleittektonik in der Molise-Zone
II. Kompressionstektonik in den Abruzzen
III. Bruchtektonik (Pliozän)

I. Gleittektonik in der Molise-Zone

Im Ostteil des Untersuchungsgebietes liegen auf der Agnone-Formation oder auf dem Olisthostrom drei Gleitdecken:

a) Die Gleitdecke des Monte della Foresta (994 m)
   Maximaler Durchmesser 1050 m
   Fläche 0,3 qkm
b) Die Gleitdecke des Colle Veduta (825 m)
   Maximaler Durchmesser 2 km
   Fläche 1,2 qkm
c) Die Gleitdecke des Monte Curvale (1260 m)
   Maximaler Durchmesser 11 km
   Fläche 68 qkm

a) Die Gleitdecke des Monte della Foresta

Die Gleitdecke liegt in ihrer ganzen Ausdehnung auf dem Olisthostrom (Abb. 31). Es ist daher schwer abzugrenzen, ob es sich hier um einen sehr grossen Olistholithen handelt, der von der Verwitterung von der umgebenden Matrix befreit wurde, oder um eine Gleitdecke. Da häufig im oberen Teil von Olisthostromen sehr grosse Sedimentplatten auftreten, besteht nach GÖRLER & REUTTER (1968) ein kontinuierlicher Übergang zwischen Olistholithen und Gleitdecken und damit auch zwischen Resedimentation und Gleittektonik. Die Autoren grenzen Riesenolistholithe (Megolistholithe) von Gleitdecken durch einen maximalen Durchmesser von 1 km ab. Nach dieser Einteilung gehört der Monte della Foresta zu den Gleitdecken.

Der Monte della Foresta hat den Umriss einer unregelmässigen Ellipse, deren lange Achse in der NE-SW-Richtung liegt. Er

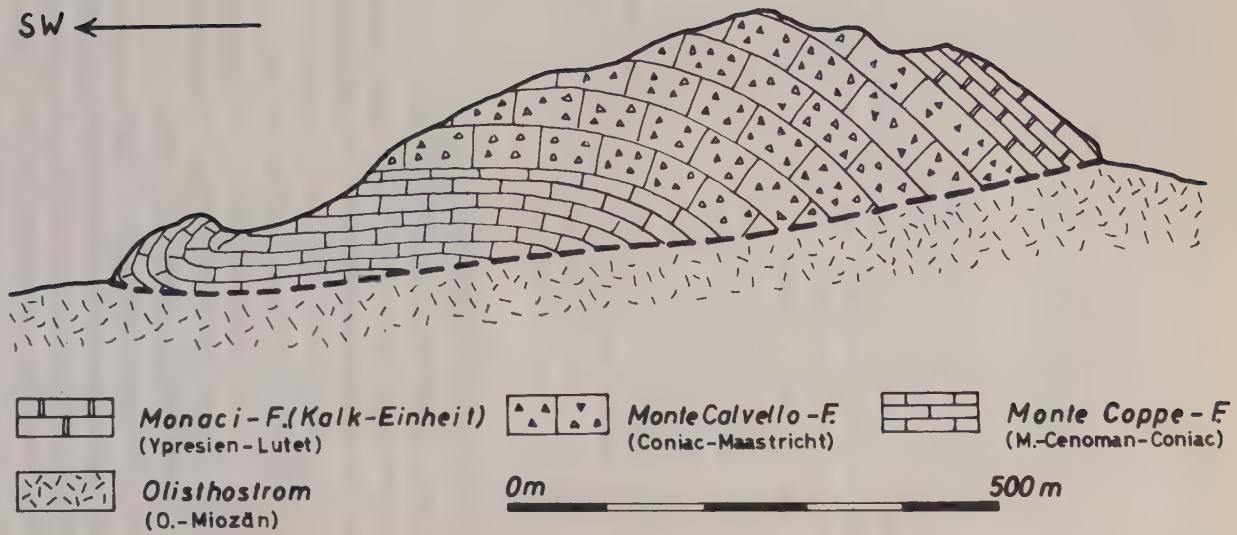


Abb. 31. Profil der Gleitdecke des Monte della Foresta

besteht aus der Monte Coppe-, Monte Curvale-Formation und aus der Kalk-Einheit der Monaci-Formation. Die Schichten fallen nach NNE ein. An der SW-Spitze der Gleitdecke ist die Monte Coppe-Formation aufgebogen und bildet eine liegende südwestvergente Falte (Abb. 31), was auf einen Transport von NE nach SW hindeutet.

b) Die Gleitdecke des Colle Veduta

Die Gleitdecke setzt sich nach Osten ausserhalb des Kartierungsgebietes bis zu den Osthängen der Centromani fort. Sie liegt als flache Kalkplatte zum Teil auf der Agnone-Formation und zum Teil auf dem Olisthostrom. Die Stratigraphie reicht von der Monte Calvello-Formation über die Kalk-Einheit der Monaci-Formation bis zum unteren Teil der Macchiagodena-Formation. Die Schichten fallen mit 10-20° nach Norden ein.

Die Höhe 743 m ist von dem Fluss im Fosso Risante von der Decke fast abgetrennt. Hier ist also eine tektonische Klippe in Entstehung. Als tektonische Klippe der Gleitdecke des Colle Veduta wird hier der Kalkbrocken angesehen, auf dem der Ort Cerro al Volturno errichtet ist.

c) Die Gleitdecke des Monte Curvale

1. Form der Gleitdecke des Monte Curvale

Sie hat den Umriss eines unregelmässigen Kreises, an dem im Osten ein NNW-SSE-gestreckter Teil angefügt ist. Dieser reicht von dem Ort Rionero Sannitico bis zur Strassenkreuzung der S. S. Nr. 17 mit der S. S. Nr. 86.

Dieser Teil stellt genau genommen eine selbstständige Gleitdecke dar, die den Hauptteil auf der Höhe von Rionero nur berührt (siehe Profil I der Profiltafel).

Im Zentrum der Decke liegt der Grabenbruch il Pantano. Die Schichten fallen grundsätzlich in Richtung auf diesen Grabenbruch ein. Dadurch hat die Decke die Form einer flachen Schüssel (siehe Profile B, C, D, E, F u. H der Profiltafel).

2. Der tektonische Kontakt der Gleitdecke des Monte Curvale zur Agnone-Formation

Der Kontakt der Decke zu den obermiozänen Tonen und Sandsteinen ist nur selten aufgeschlossen. Dies ist dadurch bedingt, dass die verwitterungswiderständigen Kreidekalke am Rande der Decke gegenüber der Agnone-Formation eine Steilkante bilden. Im Geländeknick am Fusse der Steilkante hat sich Hangschutt angesammelt, der den Kontakt verdeckt. Nur an zwei Stellen am Südrand der Gleitdecke verlaufen Flüsse parallel zur Steilkante und räumen den ständig neu anfallenden Hangschutt fort. In beiden Fällen ist die tektonische Auflage der Berggruppe des Monte Curvale auf der Agnone-Formation klar zu erkennen:

1. Im Norden des Dorfes Foci verläuft ein Nebenfluss des il Rio ca. 60 m parallel zum Rande der Gleitdecke. Direkt am Kontakt der Monte-Calvello-Formation zur Agnone-Formation treten zwei Schuppen aus Sedimenten der Macchiagodena- und Longano-Formation auf. Dieser Aufschluss ist von SIGNORINI (1962, S. 221) erwähnt worden.

2. Südlich von Rionero Sannitico verläuft der il Rio parallel zur Steilkante. Der tektonische Kontakt ist westlich des Friedhofes und etwas Nördlich davon an der im Bau befindlichen Strasse von Rionero nach Aquaviva di Isernia aufgeschlossen.

An der Basis der Decke treten zahlreich Schuppen auf, die aus Kreide-Tertiär-Sedimenten bestehen, die auch auf der Decke selbst anstehen.

Eine Alveolinenkalkschuppe steht am nördlichsten Punkt der Gleitdecke an (nördlich des Kilometersteins 152 der S. S. Nr. 17). Die Schuppe der Höhe 1162 m am Westrand besteht aus Kalken und Mergeln der Cusano-Formation. Weiter südlich durchquert die Strada Statale Nr. 158 beim Kilometerstein 2o und 200 m südlich des Kilometersteins 21 zwei Kreide-Tertiär-Schuppen an der Basis des Monte Portella. An der Über-

schiebungsbasis des Monte S. Croce ist eine weitere Schuppe aus Sedimenten der Monaci- und Macchiagodena-Formation aufgeschlossen. Am Ostrand der Gleitdecke steht südlich des Dorfes Canali eine Schuppe aus den Kalken der Calvello-Formation an.

3. Tektonische Klippen der Gleitdecke des Monte Curvale

Dem Nordostrand der Gleitdecke sind zwei tektonische Klippen vorgelagert, die aus den Kalken der Monte Calvello-Formation bestehen. Es ist einmal die fast kreisrunde Kalkplatte des la Montagnola (1065 m) (Profil A der Profiltafel) und zum anderen die sehr kleine Klippe südöstlich der Ponte Titolo. Die Höhe 983 m nördlich der Ponte Titolo ist von dem durch Verwitterung und Abtragung langsam zurückweichenden Überschiebungsrand fast getrennt.

Die Klippen stellen Erosionsreste der ehemals erheblich grösseren Gleitdecke dar. Im Falle der Klippe des la Montagnola kann gesagt werden, dass hier seit der Hebung im Pliozän, mit der die Erosion einsetzte, der Rand der Gleitdecke um wenigstens 900 m zurückgewichen ist.

4. Der Schuppenbau der Gleitdecke des Monte Curvale

Die Gleitdecke ist mehrfach in Richtung SW verschuppt. Der Ausbiss der grössten dieser flachen, internen Überschiebungsbahnen beginnt am Ostrand der Decke nördlich von Rionero Sannitico und verläuft dann in Richtung SW entlang den Nordhängen des il Monte (1090 m), des Colle Pagliarone (1187 m) und des Monte S. Croce (1124 m). Hier biegt er nach N um und folgt den Westhängen des Monte Portella (1053 m), des il Monte (1087 m) und erreicht am Aqua le Pepe den Rand der Gleitdecke. In dieser Überschiebungsbahn liegt westlich der Fonte Schiauno eine kleinere Schuppe aus den Kalken und Mergeln der Monte Calvello-Formation.

Der überschobene Nordteil liegt mit der Indiprete- oder Monte

Coppe-Formation an der Basis auf verschiedenen Tertiär-Sedimenten des Südteils. Die Stratigraphie des Nordteil reicht bis zur Agnone-Formation selbst, auf der die Gleitdecke liegt. Beide Teile unterscheiden sich in der Ausbildung des Alt-Tertiärs. So repräsentiert sich das Eozän auf dem Südteil in der Kalk-Mergel-Einheit und auf dem Nordteil in der Kalk-Einheit der Monaci-Formation. Es hat somit im Herkunftsgebiet der Decke schon im Alt-Tertiär eine Gliederung in Becken und Schwellen stattgefunden.

Der Nordteil ist weiter an zwei Aufschiebungen in sich verschuppt. Der Ausbiss der grösseren Schuppenbahn beginnt östlich des Monte Curvale, geht im Süden um diesen Berg herum und verläuft dann in Richtung NW entlang der Hochebene Pantanello und des Prati Pizzilli bis zum NW-Rand der Decke. Im Liegenden dieser Aufschiebung befindet sich die ca. 4 km lange und 300 m breite Schuppe des Prati Pizzilli.

5. Transportrichtung der Gleitdecke des Monte Curvale

Für die Bewegungsrichtung gelten hier dieselben Argumente wie für die Schlammströme, die den Olisthostrom aufbauten. Hier bestätigt ausserdem noch das tektonische Gefüge der Gleitdecke des Monte Curvale diese Herkunftsrichtung.

Überschiebungs- und Aufschiebungsflächen fallen alle in Richtung NW oder N ein. Die höheren Schuppen sind an ihrer Basis verschleppt, zum Teil so weit, dass, wie im Falle des Monte Curvale, das Bild einer liegenden, westvergenten Falte entstanden ist. Dieser tektonische Bau kann nur durch Bewegungen von NE nach SW zustande gekommen sein. Damit stellt der Südwestrand die Front der Gleitdecke dar. Hier konzentriert sich der Schuppenbau, und die Kreide-Serien sind an der Basis gefaltet. Diese starke Beanspruchung an der Front der Gleitdecke könnte folgendermassen erklärt werden. Die Decke liegt an ihrem Westrand diskordant auf dem unteren Teil der Agnone-Formation (Torton), während ihr Ostrand auf dem

oberen Teil (Messiniano) liegt. Sie hat somit wenigstens während der Endphase der Gleitbewegung erhebliche Teile des Untergrundes erodiert. Dadurch ist sie an ihrer Front gebremst worden. Durch die gravitativ nachschiebende Decke muss die tektonische Beanspruchung hiér am grössten gewesen sein.

An der Basis des Monte S. Croce ist die Monte Calvello- und die Monaci-Formation gefaltet. Die B-Achsen der westvergenten Falten verlaufen etwa parallel dem Deckenrand. Im Fossato-Tal am Westrand des Monte S. Croce sind die Falten hervorragend aufgeschlossen (Abb. 32).

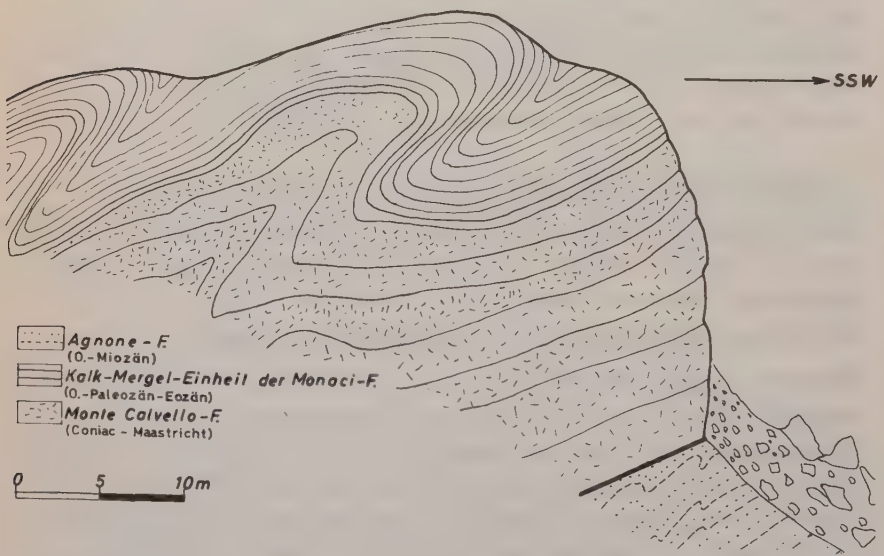


Abb. 32. Die Front der Gleitdecke des Monte Curvale am Monte S. Croce (1124 m) am Ausgang des Fossato-Tales

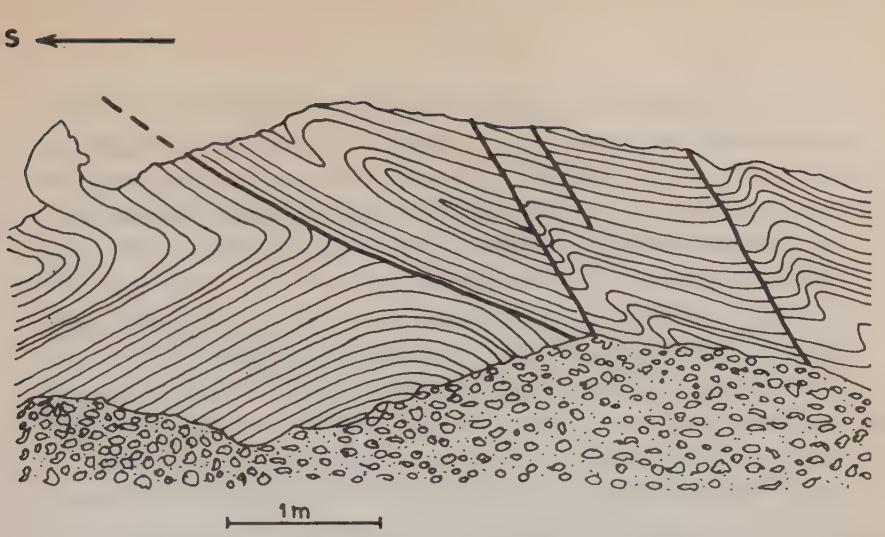


Abb. 33. Gefaltete und verschuppte Monte Coppe-Formation an der Front der Gleitdecke des Monte Curvale an der Südwand des Rio Inziera-Tales bei Höhenlinie 700. Die nicht mitgefalteten Klüfte sind jünger als Faltung und Gleittektonik und gehören zur pliozänen Bruchtektonik

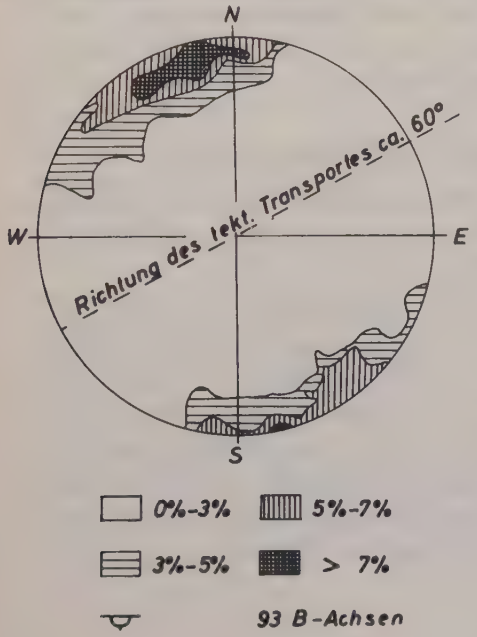


Abb. 34. Darstellung der Durchstichspunkte von Faltenachsen auf dem Schmidt'schen Netz durch Flächen gleicher Besetzungsdichte. Die B-Achsen der gefalteten Monte Coppe-Formation wurden im Rio Inziera-Tal und an der Basis des Monte Portella (1053 m) eingemessen. In der Richtung quer zum Streichen der Faltenachsen erfolgte der tektonische Transport (ca. 60°)

Die Basis des Monte Portella wird von der Monte Coppe-Formation gebildet. Diese aus kompetenten und inkompetenten Bänken bestehende Serie ist eng gefaltet. Die Falten sind im Flusstal des Rio Iemmare zwischen den Kilometersteinen 20 und 21 der Strada Statale Nr. 158 und im Flusstal des Rio Inziera gut zu sehen (Abb. 33).

Die Formation ist hier in sich verschuppt, eine Beobachtung, die auch in zahlreichen anderen Aufschlüssen gemacht wurde. Nur durch diese Verschuppung erklärt es sich, dass die Monte Coppe-Formation an der Stirn der Decke mit doppelter Mächtigkeit ansteht. Die Klüfte sind nicht mitgefaltet (Abb. 33) und damit jünger als die Faltung und Gleitbewegung der Decke.

Es wurden 93 B-Achsen dieser meist horizontal liegenden Falten eingemessen. Ihre Streichrichtungen haben ein deutliches Maximum in der NW-SE-Richtung (Abb. 34). Gemäss den Gefügekoordinaten a, b und c steht die a-Achse, die als Achse des tektonischen Transportes definiert ist, senkrecht auf b=B. Der Transport der Gleitdecke des Monte Curvale erfolgte somit in der 60°-Richtung von NE nach SW, also etwa quer zum Streichen des Molise-Beckens.

6. Transportweite der Gleitdecke des Monte Curvale

Die Transportweite der Decke beträgt mit Sicherheit wenigstens 10 km, da sie in der 60°-Richtung einen Durchmesser von 10 km hat und allseitig auf jüngeren Sedimenten liegt.

Im Nordosten ausserhalb des Kartierungsgebietes folgt eine weitere Gleitdecke. Sie erstreckt sich aus dem Gebiet nördlich von Forli del Sannio über den Monte Pagano (1301 m) bis zum Südhang des Sangro-Tales. Sie liegt ebenfalls auf den Tonen und Sandsteinen der Agnone-Formation. Beide Decken können nur aus dem Gebiet östlich der letztgenannten stammen. Damit überschreitet die Transportweite der Gleitdecke des Monte Curvale den Wert von 10 km schon erheblich.

d) Alter der Gleittektonik in der Molise-Zone

Die Gleitdecken liegen teilweise auf dem Olisthostrom und teilweise auf dem sandsteinreichen oberen Teil der Agnone-Formation (Messiniano). Sie haben damit ihre heutige Lage erst nach der Bildung des Olisthostroms erreicht. Da sie weiterhin auf Sedimenten des Messiniano liegen, hat die Gleittektonik im obersten Miozän oder an der Wende Miozän/Pliozän stattgefunden. Sie ist, da Überschiebungsflächen und Falten an Verwerfungen versetzt werden, älter als die im Pliozän einsetzende Bruchtektonik.

e) Gleittektonik und Resedimentation in der Molise-Zone

Wie oben gezeigt (siehe Abb. 30 und 34), besassen die Gleitdecke des Monte Curvale und der Olisthostrom etwa die gleiche Transportrichtung. Die sedimentären Klippen und die beiden kleineren Gleitdecken bewegten sich wahrscheinlich ebenfalls in dieser Richtung. Motor des Transports war in allen Fällen die Schwerkraft, wobei die Schlammströme gegenüber den sedimentären Klippen und Gleitdecken nur einen anderen Transportmechanismus besassen, aber wenigstens zwischen Olistholithen und Gleitdecken alle Übergänge auftreten. Voraussetzung für die Bewegungen war ein durch synsedimentäre Tektonik geschaffenes Gefälle zwischen dem Herkunftsgebiet in der Molise-Zone und dem hier untersuchten Gebiet, in dem das Material zur Ruhe gekommen ist.

Durchschreitet man in entgegengesetzter Richtung die hier etwa 70 km breite Molise-Zone bis zu ihrem Nordostrand, so findet man dort ganz analoge Verhältnisse, nur ist hier das Material von SW nach NE transportiert worden. Auf dem Welterdölkongress in Frankfurt 1963 sind von CARISSIMO, D'AGOSTINO, LODO & PIERI die Bohrprofile des Erdgasfeldes von San Salvo und Cupello veröffentlicht worden. In der schmalen, der Molise-Zone vorgelagerten, pliozänen Tiefenrinne des Bradanischen Grabens wurde zwischen U.- und O.-Pliozän ein über

2000 m mächtiger Komplex durchbohrt, der von den Autoren als 'blanket' oder 'allochthonus' bezeichnet wurde. Nach GÖRLER & RICHTER (1966) und GÖRLER (1967) handelt es sich hier einwandfrei um einen sehr mächtigen Olisthostrom. Dieser keilt in Richtung NE aus und nimmt in Richtung Molise an Mächtigkeit zu. Da er ausserdem aus chaotisch vermischten Sedimenten der Molise besteht, die in gleicher Weise auch im hier untersuchten Gebiet anstehen, kommt als Liefergebiet nur die Molise-Zone selbst in Frage. Die Wanderweite dieses Olisthostroms beträgt nach GÖRLER 10-25 km.

Diese Verhältnisse an den Rändern der Molise-Zone zwingen zu dem Schluss, dass in der zentralen Molise eine oder mehrere beckenparallele Aufwölbungszonen das Molise-Becken in ein westliches und ein östliches Teilbecken zerlegten und in diese hinein symmetrisch nach beiden Seiten das Material für die Schlammströme und Decken lieferten.

Im westlichen Teilbecken, zu dem der Ostteil des hier untersuchten Gebietes gehört, liegt der Olisthostrom im Torton-Messiniano. Am Ostrand der Molise-Zone und im Bradanischen Graben liegen die Olisthostrome im Pliozän-Pleistozän. Dieser Altersunterschied der Resedimente ist dadurch bedingt, dass die Absenkung des Bradanischen Grabens erst im Pliozän ihren Höhepunkt erreichte.

f) Zur Frage des Deckenbaues in der Molise-Zone

Nach SELLI (1957, 1962) ist das Molise-Becken (avanfossa appenninica) erst nach der Miozän-Transgression angelegt worden. In die Normalsedimentation des Miozäns sollen sich fünf gravitativ geglittene Decken aus dem Raum der heutigen Tyrrhenis (retroterra tyrrhenica) eingeschaltet haben. Nach dem Eintreffen der einzelnen Decken sollen mesoautochthone (miozäne) und zum Schluss neoautochthone (pliozäne) Sedimente abgelagert worden sein.

Nach der Übersichtskarte von SELLI (1962) gehören die Gleitdecken und der Olisthostrom des Untersuchungsgebietes zu den

'coltre sannitiche', die den gesamten Westteil der Molise-Zone einnehmen. Die Decken bestehen aus 'terreni caotici' in denen 'zolle inglobate' eingeschlossen sind und auf denen 'zolle galleggianti' schwimmen. Nach der Beschreibung von SELLI entsprechen die 'terreni caotici' dem Olisthostrom, 'zolle inglobate' grösseren Olistholithen und 'zolle galleggianti' den Gleitdecken.

Gegen die Hypothese von SELLI sprechen folgende Punkte:

1. Der Transport der Gleitdecken und des Olisthostrom-Materials erfolgte eindeutig von NE nach SW. Dies widerspricht einer Herkunft aus der Tyrrhenis.
2. Die Sedimente der Gleitdecken und des Olisthostroms stehen in der Molise autochthon an (SIGNORINI 1962, SIGNORINI & DEVOTO 1962, PESCATORE 1965, GÖRLER & RICHTER 1966 und STEFFENS 1968), wodurch die Annahme eines Ferntransportes überflüssig ist.
3. Die Sedimente der Molise-Zone verzahnen sich, wie KINTSCHER (1968) am Nordrand des Matese zwischen Isernia und Letino nachweisen konnte, mit den neritischen Sedimenten des Kalkapennins. Damit ist der Hypothese das stärkste Argument genommen, denn SELLI bezeichnet selbst den Kalkapennin als autochthon.

II. Kompressionstektonik in den Abruzzen

a) Die tektonische Einheit des Monte Mare

Der Monte Mare bildet eine westvergente Falte, die von SW nach NE auf die Tone und Sandsteine der Agnone-Formation überschoben ist. Die B-Achse der Falte streicht 165° und taucht mit 10° nach S ab.

Auf dem Hangendflügel fallen die Schichten mit 20°-50° nach W ein. Auf dem tektonisch stark reduzierten Liegendflügel fallen die invers liegenden Schichten mit ca. 20° nach W ein. Durch Erosion sind am Osthang des Monte Mare die O.-Trias - U.-Lias-Dolomite der Fontegreca-Formation im Kern der Falte freigelegt. Auf ihnen liegt transgressiv die Molise-Abfolge,

von der Indiprete-Formation aufwärts bis zur Agnone-Formation selbst, auf der die Falte überschoben ist. Der tektonische Kontakt des Monte Mare zur Agnone-Formation ist im Untersuchungsgebiet stets durch Hangschutt verdeckt, der im Norden das gesamte Valle di Mezzo zwischen Monte Mare und Monte Castelnuovo ausfüllt. 900 m südlich des Kartierungsgebietes ist der Kontakt ca. 100 m westlich des Mulatiera, der vom Colle Rotondo (1188 m) zur Sorgente Cefanello führt, klar zu erkennen.

Aus der Intersektion der Überschiebungsbahn des Monte Mare mit der Topographie kann angenommen werden, dass die Überschiebungsfläche flach nach W einfällt. Dass es sich hier keinesfalls um eine Aufschiebung handelt, ist am Fusse des Monte Marrone (1805 m) zu sehen. Durch die rückschreitende Erosion eines Nebenflusses des Rio Petrara ist die Überschiebungsfront hier 350 m zurückgesetzt worden, ohne dass der Ausbiss der Überschiebungsfläche viel an Höhe verloren hat.

Nach Süden ausserhalb des Kartierungsgebietes lässt sich diese Überschiebung bis zur Brücke der Strada Provinciale Nr. 14 über den Rio S. Pietro verfolgen. Ebenso setzt sie sich nach Norden über das Arbeitsgebiet hinaus fort. Die Überschiebungsfront bildet hier stets die Osthänge des Monte a Mare (2160 m), des Monte Miele (1942 m), der i Tartari und des il Serrone und erreicht südlich von Civitella Alfedena das Sangro-Tal. Hier biegt die Front nach NE ab und bildet über Opi bis Pescasseroli den Südhang des oberen Sangro-Tales. Nach ACCORDI (1966) setzt sie sich über Pescasseroli bis zur Hochebene des Alveo del Lago Fucino fort. Damit lässt sich die Überschiebungsfront über eine Entfernung von fast 60 km verfolgen. Parallel zur Überschiebungsfront folgt im NE die autochthone Bergkette der Marsica. Sie ist an Verwerfungen herausgehoben (Abb. 35, 36).

Das Sangrotal bildet nur im oberen Teil die Grenze zwischen Überschiebungsfront und Marsica. An der Staumauer des Lago

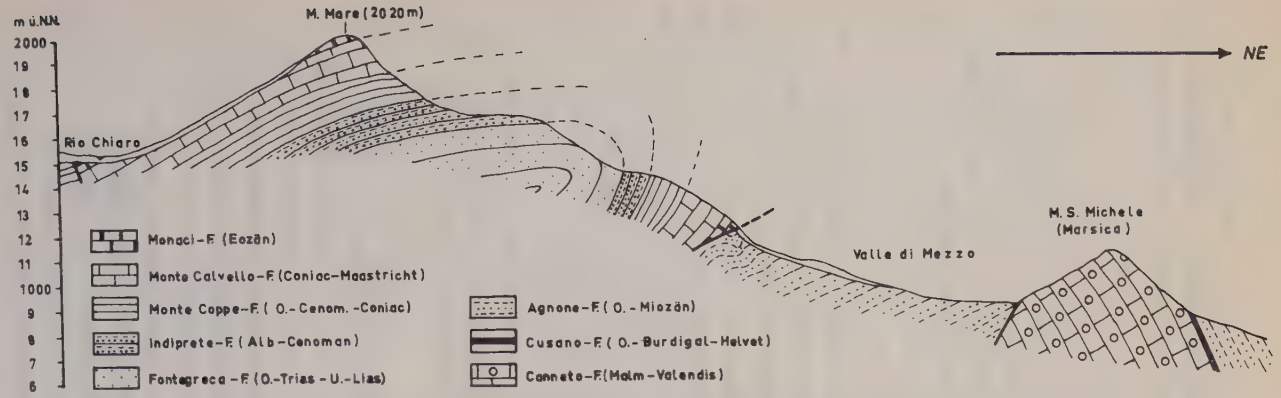
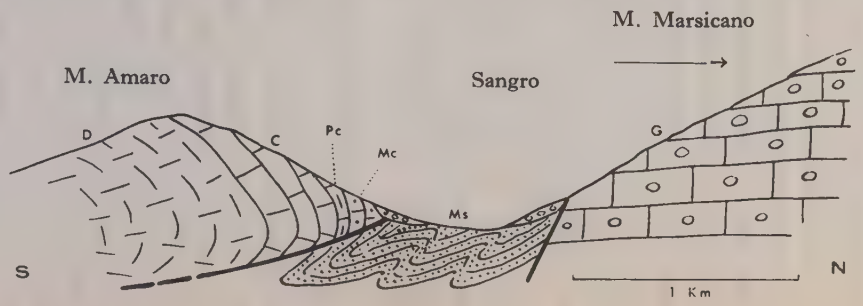


Abb. 35. Der von SW nach NE auf die obermiozänen Tone und Sandsteine des Valle die Mezzo überschobene Monte Mare. Rechts der an jüngeren Verwerfungen steilgestellte Halbhorst des Monte Castelnuovo (M.S.Michele) der La Rocca-Schwelle (Marsica)

Abb. 36. Profil des oberen Sangro-Tales zwischen Opi und Viletta Barrea 20 km nordwestlich des Monte Mare von ACCORDI (1966). Es zeigt zusammen mit der Abb. 35 den einheitlichen Bau der Überschiebungsfront der Berggruppe des La Meta über grosse Entfernungen (G=Kalke des Jura, D=Dolomite, C=M.-O.-Kreide, Pc=Kalke des Alt-Tertiärs, Mc=Kalke des U.-M.-Miozäns, Ms=Tone und Sandsteine des O.-Miozäns)



di Barrea beginnend, durchquert der Fluss in einem Canyon die autochthonen, neritischen Kalke der Marsica und erreicht im Norden des hier untersuchten Gebietes südlich von Scontrone den Rand der Abruzzen.

Die autochthonen Halbhorste des Colle Jaratto, des Monte la Rocca, des Monte Castelnuovo und des Monte della Rocchetta südlich des Sangro gehören geographisch nicht mehr zur Marsica. Sie wurden daher in dieser Arbeit unter der Bezeichnung La Rocca-Schwelle zusammengefasst. Unter geologischen Gesichtspunkten bilden sie jedoch die direkte südliche Verlängerung der Marsica.

Die Abbildung 35 zeigt ein Profil durch die Stirnfalte der Überschiebung am Monte Mare. Im Norden und Süden trifft man stets die gleiche Situation an. Diesen einheitlichen Bau der Überschiebungsfront macht die Abbildung 36 deutlich.

CREMA (1926) lehnt eine Überschiebung im oberen Sangro-Tal ab. In einem Profil auf der Höhe von Opi lässt er den Liegend-Flügel der Falte nach Norden umbiegen. Dadurch würde das Sangro-Tal eine tektonische Mulde bilden, und die miozänen Tone und Sandsteine des Tales würden nicht unter, sondern normal auf den alt-tertiären und mesozoischen Kalken der Falte liegen. Wenigstens für das Untersuchungsgebiet konnte diese Ansicht durch den geologischen Befund eindeutig widerlegt werden.

b) Der Abscherhorizont der tektonischen Einheit des Monte Mare

Nach MARTINIS & PIERI (1963) setzen sich die obertriassischen Anhydrite Umbriens und der Toskana unter den Abruzzen hindurch fort, aus denen sie in Tagesaufschlüssen nicht bekannt sind. Östlich der Abruzzen stehen sie im Gargano an der Punta di Pietre Nere (Lago di Lesina) wieder an und wurden in grosser Mächtigkeit in der Tiefbohrung Foresta Umbra I angetroffen. Sie werden von den Autoren nach der Bohrung Burano I als 'Anidriti di Burano' bezeichnet und sind in zahlreichen weiteren Tiefbohrungen in Mächtigkeiten zwischen

580 m und 1700 m erbohrt worden. Die Autoren verbinden die westgriechischen Anhydrite über ein gewaltiges triassisches Evaporit-Becken mit denen der Toscana: "In definita, prende consistenza l'ipotesi di un substrato sopratriassico evaporitico al disotto delle serie sedimentarie affioranti umbre, marchigiane, laziali, abruzzesi e pugliesi, che si estende probabilmente anche al di la dell'Adriatico e dello Ionio in Dalmazia e nella Grecia occidentale."

1965 wurden die Anhydrite von Burano in den zentralen Abruzzen in der Bohrung Trevi I angetroffen. Nach PIERI (1966) sind die tektonischen Einheiten der Abruzzen auf diesem plastischen Horizont abgeschert.

Eine solche Lösung bietet sich für den Monte Mare geradezu an. Hier sind die mächtigen Dolomite der Fontegreca-Formation mit überschoben. Sie bilden normalerweise das Hangende der Anhydrite. Weiterhin fehlt im Gebiet des Monte Mare Dogger-, Malm- und U.-Kreide-Sedimente. Dadurch stellte es eine Antiklinale dar, in der die Anhydrite nahe an der Oberfläche lagen. Es wäre nun denkbar, dass diese während der Tektogenese weiter aufgefaltet wurde, in einem weiteren Stadium der Einengung von den Anhydriten abscherte und nach NE überschoben worden ist. In diesem Sinne würde die Stirnfalte der Überschiebung, wie hier am Monte Mare, keine frontale Einrollung darstellen, die erst im Verlauf der Gleitbewegung entstanden ist.

c) Die tektonische Einheit des Monte Mare und das Bauprinzip der Abruzzen

In den Abruzzen sind zuerst von GRZYBOWSKI (1921) und FRANCHI (1921-1926) weitreichende Überschiebungen durch Felduntersuchungen nachgewiesen worden. Nach ihnen sind die Bergzüge der Lepini-Ausoni von SW nach NE auf die miozänen Tone und Sandsteine des Val Latina überschoben worden. FRANCHI schätzt die Schubweite auf ca. 25 km. Ein derartiger

Bau ist in der folgenden Zeit von DE STEFANI (1923), CREMA (1926) und BENEO (1936-1947) für die Abruzzen abgelehnt worden. Diese Autoren treten für eine normale Bruchtektonik ein. Dieser Baustil ist von SELLI (1962, S. 743) als "stile a faglie per lo piu dirette o subverticali" und von MANFREDINI (1963 b, S. 115) als "stile rigido a faglie" bezeichnet worden. Lokale und begrenzte Überschiebungen werden von diesen Autoren jedoch ebenfalls angenommen.

In den letzten Jahren wurden im Kalkapennin die drei Bohrungen Antrodoco I, Trevi I und Contursi I niedergebracht. Diese haben in Tiefen zwischen 2800 m und 3500 m, nachdem sie die neritischen Serien der Kreide, des Jura und der Trias durchteuft haben wieder das Miozän oder die Kreide erreicht. Damit ist die Existens weitreichender Überschiebungen im gesamten Kalkapennin einwandfrei nachgewiesen. PIERI (1966) beziffert die Überschiebungsweite der Monti Simbruini auf wenigstens 13-15 km, denn dies ist die Entfernung von der Überschiebungsstirn bis zum Bohrloch Trevi I. Nach diesem Autor ist der gesamte Kalkapennin von SW nach NE auf die vorgelagerten Depressionen Umbriens und Lucaniens randlich aufgeschoben.

ACCORDI (1966), der die Bohrergebnisse mit Felduntersuchungen kombiniert, entwirft ein tektonisches Schema der Abruzzen. Nach diesem nehmen die Schubweiten der apenninisch streichenden tektonischen Einheiten von SW nach NE ab. Nur die westlichen Einheiten der Ausoni-Lepini und Simbruini stellen allochthone und wurzellose Gleitdecken dar. Nach FANCELLI, GHELARDONI & PAVAN (1966) ist der gesamte Kalkapennin allochthon und schwimmt in einzelnen Schollen auf den miozänen Tonen und Sandsteinen. Hiernach stellen die Längstäler in den Abruzzen tektonische Fenster dar.

Die tektonische Situation im hier untersuchten Gebiet fügt sich nicht widerspruchslos in das tektonische Bild der drei letztgenannten Arbeiten ein. Der überschobene Monte Mare bestätigt zwar in den Abruzzen Bewegungen von SW nach NE, aber die autochthonen Halbhorste der La Rocca-Schwelle auf

der anderen Seite beweisen, dass die diese Bewegungen nicht alle Teile der Abruzzen erfasst haben. Vor allem ist dadurch die Ansicht von FANCELLI, GHELARDONI & PAVAN nicht akzeptabel. Weiterhin sind nach den zitierten Arbeiten die neritischen Serien des Kalkapennins auf die mehr pelagischen Serien der Molise-Zone überschoben. Genau das Gegenteil ist im hier untersuchten Gebiet der Fall. Die Sedimente der Molise-Zone sind durch Gleittektonik und Schlammströme auf den Rand des Kalkapennins transportiert worden.

III. Bruchtektonik (Pliozän)

a) Richtung der Bruchsysteme

Nachdem die Gleitdecken und der Monte Mare ihre heutige Lage erreicht haben, ist das Gebiet in Halbhorste, Horste und Gräben zerlegt worden. Die im Zuge dieser Bruchtektonik angelegten tektonischen Trennflächen durchschlagen alle vorher angelegten Strukturen wie Überschiebungsflächen und Falten und sind damit jünger als diese selbst.

Es wurden 950 Klüfte und Verwerfungen eingemessen. Mit abnehmender Häufigkeit sind folgende Richtungen bevorzugt:

1. System: NW-SE
2. System: SW-NE
3. System: WNW-ESE
4. System: WSW-ENE
5. System: N-S
6. System: E-W

Das erste System ist vielfach als apenninisches System, das zweite als dazu transversales System bezeichnet worden.

Es hat sich gezeigt, dass die Richtungen und Maxima der Klüfte von Ort zu Ort variieren. Vielfach ist das erste oder das zweite System fast ganz unterdrückt. Das gesamte Untersuchungsgebiet kann somit in Bezug auf das Kluftinventar nicht als homogener Bereich angesehen werden, sondern höchstens jeder Halbhorst oder Horst. Es wurden daher in der Abbildung 37

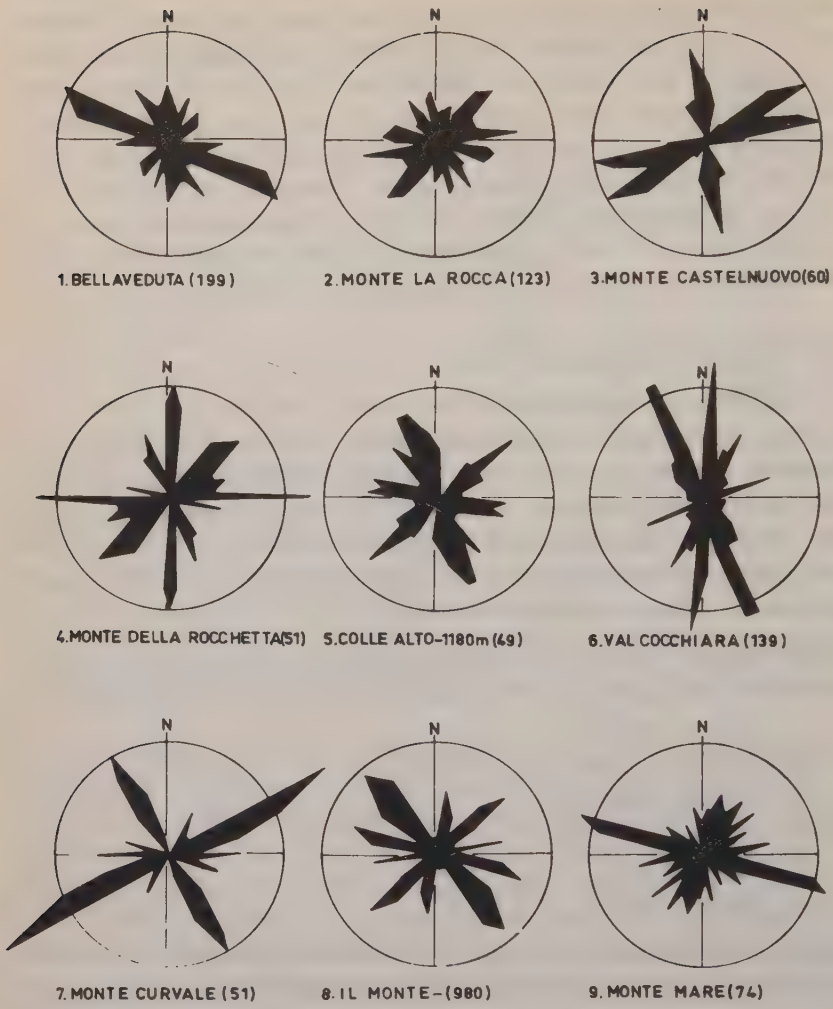


Abb. 37. Kluftrichtungen des Untersuchungsgebietes. Die Anzahl der jeweils eingemessenen Klüfte und Verwerfungen ist in Klammern gesetzt. Der Radius der Kreise entspricht 10 % der Messungen. Die Lage der Kluftrosen ist auf der Abb. 3 mit den Ziffern 1 - 9 eingetragen

über das Gebiet verteilt neun Kluftrosen dargestellt. Die Lage der einzelnen Kluftrosen ist in der Abbildung 3 eingezeichnet.

Die Bruchtektonik führte in den drei tektonischen Einheiten des Untersuchungsgebietes zu verschiedenen Bauplänen:

1. Die La Rocca-Schwelle ist durch antithetische Abschiebungen in Halbhorste zerlegt.
2. Auf der Gleitdecke des Monte Curvale bildeten sich Horste und Gräben. Auffälligstes Element ist hier der Grabenbruch il Pantano im Zentrum.
3. Das Gebiet des Monte Mare ist von der Bruchtektonik kaum beeinflusst worden. Die liegende Falte ist lediglich an Verwerfungen quer zur B-Achse zerlegt.

b) Tektonischer Bau der La Rocca-Schwelle

Durch die Bruchtektonik ist die La Rocca-Schwelle in Halbhorste zerlegt worden (Abb. 38). Diese fallen nach Osten ein und sind im Westen von antithetischen Abschiebungen begrenzt. Dieses Bauprinzip hat sich hier, wie auf der Profiltafel zu erkennen ist, ausnahmslos durchgesetzt.

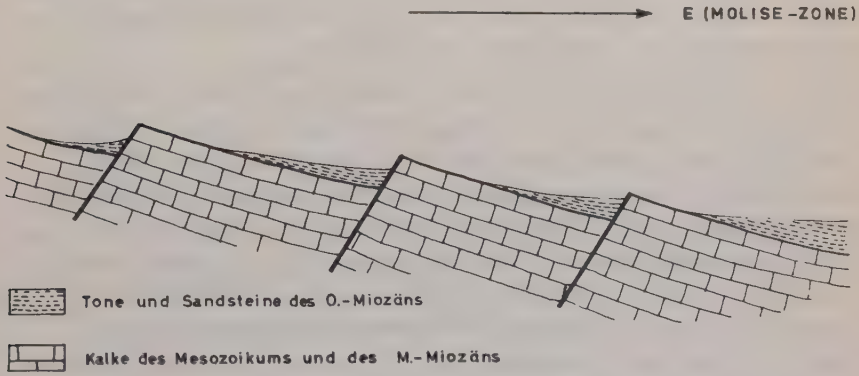


Abb. 38. Tektonischer Bau der La Rocca-Schwelle. Im Verlauf der pliozänen Bruchtektonik ist die Schwelle in Halbhorste zerlegt worden, die im W an antithetischen Abschiebungen schräg gestellt worden sind und nach E in Richtung Molise-Zone einfallen.

Die Halbhorste des Monte La Rocca, des Monte Castelnuovo und des Monte della Rocchetta sind durch Schollenkippung (Rotation) in eine steile Lage gebracht worden. So fallen die Jura-Kalke des Monte S. Angelo (1184 m) an der Nordspitze des langen Bergrückens des Monte Castelnuovo mit 70°-85° nach Osten ein. Man müsste annehmen, dass dadurch die Verwerfungsflächen in eine flache Lage gebracht worden sind, auf denen die Bewegungen durch die vergrösserte Reibung rasch zum Erliegen gekommen sein sollten. Dies ist nicht der Fall. So beträgt die saigere Verwurfsweite am Monte la Rocca ca. 800 m, und die antithetischen Abschiebungen fallen unabhängig von der Stärke der Schollenkippung mit 60°-80° nach W ein. Man muss daher annehmen, dass die Verwerfungsflächen entgegengesetzt der Schollenkippung rotierten (Rotation um b, wenn man die b-Achse in die Verwerfungsebene legt) und dadurch etwa mit gleichbleibenden Winkel nach W einfallen.

Dieses System antithetischer Abschiebung hat für die wirtschaftliche Ausnutzung der Wasserenergie grosse Bedeutung. Es werden in den meisten Fällen die mesozoischen Kalke gegen die wasserstauenden Tone und Sandsteine der Agnone-Formation versetzt. Hierdurch ergeben sich ideale Voraussetzungen für die Anlage von Stauseen, wobei die Verwerfungsflächen die Rolle natürlicher Staumauern übernehmen.

Der Rio Torto hat sich in einem tiefen Canyon durch den Halbhorst der Montagna Spaccata geschnitten. Am Ausgang dieses Canyons an der Verwerfungsfläche ist der Rio Torto durch eine Mauer zum Lago Montagna Spaccata aufgestaut. Interessant ist hierbei, dass das ursprünglich über den Sangro in die Adria fliessende Wasser durch einen Tunnel durch den Monte la Rocca über die Wasserscheide hinweg dem Kraftwerk von Pizzone zugeleitet wird und über weitere Stauseen (Lago di Castel S. Vincenzo, Sorgente Capo Volturno) über den Volturno schliesslich in die Tyrrhenis fliesst.

In der gleichen Weise sind an der nordwestlichen Verlängerung der Störungszone der Montagna Spaccata der Sangro zum Lago

di Barrea und an der Nordspitze des Monte della Rocchetta ein Nebenfluss des Volturno zum Lago di Castel S. Vincenzo aufgestaut worden (der Lago di Castel S. Vincenzo ist auf dem 1946 aufgenommenen Messtischblatt 'Castel S. Vincenzo' noch nicht eingetragen).

c) Der Grabenbruch im Zentrum der Gleitdecke des Monte Curvale

Auffälligstes Element der Bruchtektonik im Bereich der Gleitdecke des Monte Curvale ist der NE-SW-streichende Grabenbruch il Pantano, dessen sumpfige, tischebene Sohle 823 m bis 824 m ü.N.N. liegt (Abb. 40). In den Wintermonaten steht der gesamte Nordteil unter Wasser. Der Grabenbruch und damit der grösste Teil der Decke entwässert nach Norden über den Fiume Zittola, einen Nebenfluss des Sangro. An den Randabschiebungen der etwas durchhängenden Grabenscholle sind die verschiedenen Tertiär-Formationen aufgeschleppt.

Am Nordrand der Decke geht der Grabenbruch im gleichen Niveau in die Hochebene von Castel di Sangro über. In Richtung SW setzt er sich über die Schuppenbahn an den Westrändern des Monte Curvale und des Monte Sitacciaro hinaus bis zu dem kleineren Grabenbruch der Hochebene Pantanello fort.

Die Lage des Grabenbruchs genau im Zentrum der Decke könnte vielleicht darauf zurückzuführen sein, dass im Gebiet der Gleitdecke sich der Schichtstoss teilweise schon vom Cenoman an verdoppelt hat. Durch diese erhöhte Belastung könnte es im Zentrum der Decke zu dem Grabenbruch gekommen sein. In seiner Richtung entspricht er dem zweiten Kluftsystem (SW-NE) des autochthonen Untergrundes.

Abb. 39. Blick von der Gleitdecke des M. Curvale in Richtung M. Mare (2020 m). In der Mitte des Bildes die im Zuge der pliozänen Bruchtektonik steilgestellten autochthonen Halbhorste der La Rocca-Schwelle, auf denen normal die Tone und Sandsteine des O.-Miozäns folgen. Auf diesen liegt im Vordergrund die Gleitdecke des M. Curvale und im Hintergrund der auf dem Beschauer zu überschobene Monte Mare

Abb. 40. Der Grabenbruch il Pantano im Zentrum der Gleitdecke des Monte Curvale

F) DER ÜBERGANG KALKAPENNIN - MOLISE-ZONE IM UNTERSUCHUNGSGEBIET UND VERGLEICHE MIT DEN NACHBARGEBIETEN

Das rekonstruierte Querprofil der Abb. 28 zeigt, dass hier der Übergang zwischen Kalkapennin und Molise-Zone vor der Tektogenese in Schwellen und Becken gegliedert war. Die Flachwasserkalke der La Rocca-Schwelle stellen das äusserste Auftreten der neritischen Serien des Kalkapennins dar, und die herausgehobenen Halbhorste der Schwelle bilden den morphologischen und geographischen Rand der Abruzzen. Die Sedimente der Molise-Depression sind durch Gleittektonik und Schlammströme bis auf den Rand des Kalkapennins transportiert worden. Dadurch ist der stratigraphische Übergang zwischen den neritischen Serien der Abruzzen und den pelagischen, zum Teil flysch-ähnlichen Serien der Molise verdeckt, und die faziell unterschiedlichen Sedimente liegen heute unmittelbar nebeneinander.

Besonders deutlich ist dieser fazielle Gegensatz zwischen Schwelle und Gleitdecke, die nur von den schmalen Tälern des Rio Torto und des Rio Iemmare getrennt werden. Im oberen Iémmare-Tal nähert sich die Front der Gleitdecke des Monte Curvale den neritischen Jura - U.-Kreidekalken der La Rocca-Schwelle auf eine Entfernung von nur 400 m (siehe Profil D der Profiltafel und Abbildung 35).

Eine ähnliche Situation besteht nördlich des Untersuchungsgebietes am Ostabfall der Maiella. Nach GÖRLER & RICHTER (1966) liegt auch hier die Faziesgrenze zwischen Abruzzen und Molise unter Olisthostromen verborgen. Diese Resedimente an der Maiella, die denen des hier untersuchten Gebietes völlig gleichen, werden im Widerspruch hierzu von STAUB (1933), SELLI (1962) und CROSTELLA (1967) als tektonische Decken angesprochen.

Am Nordrand des Matese, also südöstlich des Untersuchungsgebietes, ist der stratigraphische Übergang zwischen Kalkapennin und Molise-Zone, wie KINTSCHER (1968) nachweisen konnte, durchgehend aufgeschlossen. Nach STEFFENS (1968)

beginnen hier die Olisthostrome erst weiter im Inneren der Molise-Depression am Nordrand der Berge von Frosolone-Sessano (etwa auf der Linie Pescolanciano-Chiauci-Civitanova del Sannio). Hier besteht somit eine ähnliche Situation, nur mit dem Unterschied, dass die Olisthostrome nicht bis zum Westrand des Matese vorgestossen sind. Auf Grund der exponierten Lage des Gebietes können sie ausserdem auch hier vorhanden gewesen und später abgetragen worden sein.

Eine überraschende Übereinstimmung besteht zwischen dem hier untersuchten Raum und dem Arbeitsgebiet von J. LIEDHOLZ am Ostrand des Matese. J. LIEDHOLZ zeigte auf Exkursionen, dass hier die Molise-Sedimente als Decken oder Olisthostrome auf dem Rand des Matese liegen.

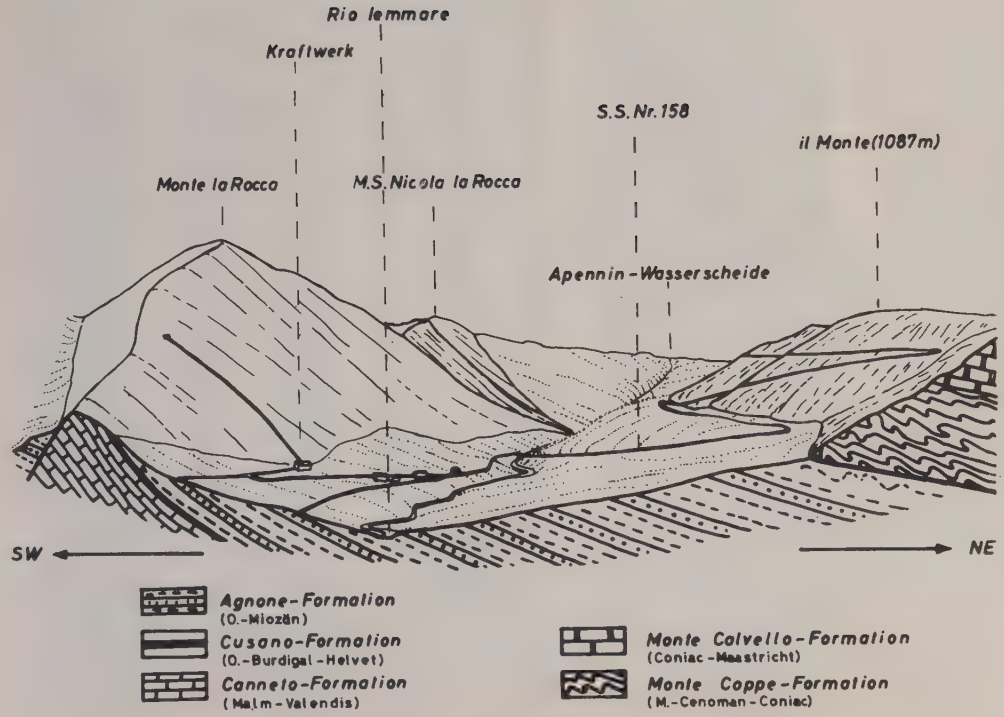


Abb. 41. Der Übergang Kalkapennin-Molise-Zone im Untersuchungsgebiet. Links der Rand des Kalkapennins, dessen neritische Serien nach E unter die normal folgenden Tone und Sandsteine des O.-Miozäns einfallen. Auf diesen liegt rechts die Front der Gleitdecke des Monte Curvale mit Sedimenten in Molise-Fazies. Der stratigraphische Übergang Kalkapennin - Molise-Zone liegt unter der Agnone-Formation und unter der Gleitdecke verborgen.

G) POSTOROGENE BILDUNGEN DES QUARTÄRS

Die auskartierten Ablagerungen des Quartärs nehmen eine Fläche von ca. 21 qkm ein, was etwa 12 % des Untersuchungsgebietes entspricht. Es können unterschieden werden:

I. Pleistozän: a) Travertin der Pantana di Rocchetta
b) Moränen im Gebiet des Monte Mare
c) Flussschotter der Hochebenen

II. Holozän: a) Hangschutt

I. Pleistozän

a) Der Travertin der Pantana di Rocchetta

Dieser diskordant auf der Agnone-Formation und auf dem Olitnostrom liegende Travertin beginnt an der Quelle des Volturno (Sorgente Capo Volturno) und erweitert sich nach Osten trichter- oder deltaförmig. Er endet am Westufer des Volturno, der den Travertin der ca. 550 m ü.N.N. liegenden Pantana di Rocchetta in einem Bogen umfliesst. Die Mächtigkeit nimmt von W nach E zu und erreicht am Ostabfall der Hochebene 80 m.

Lithologisch lassen sich zwei Sedimenttypen unterscheiden, die über- und nebeneinander liegen:

1. Schwammiger Travertin, der Pflanzen und Süsswassergastropoden inkrustiert.
2. Wenig verkitteter und daher leicht zerreibbarer Kalksand.

An der Basis tritt an der Masseria Vacchereccia ein 1 m mächtiges Konglomerat auf. Da der Kontakt zum Liegenden nur an dieser Stelle aufgeschlossen ist, kann nicht gesagt werden, ob der Travertin stets mit diesem Basiskonglomerat beginnt.

Die schlämmbaren Kalksande enthalten eine individuenreiche Fauna. Sie besteht aus Schalen der Süsswasser-Ostracode Candona sp. und aus den aglutinierten Larvenschalen von

Köcherfliegen (Trichoptera) der Gattung Odontocerum. Im oberen Teil des Travertins treten an der Strasse nach Cerro al Volturno gut erhaltene Blätterabdrücke auf. Es handelt sich hier um Blätter der heute noch auf dem Travertin wachsenden Flora (Eichen und Buchen), und es besteht die Möglichkeit, dass sie erst in jüngerer Zeit in Mulden zusammengeweht und fossilisiert worden sind.

Kalksand und schwammiger Travertin enthalten Süsswassergastropoden. Diese sind stets stark angewittert, so dass sie schon bei der geringsten Berührung zerfallen. Es handelt sich mit einiger Unsicherheit um die Gattungen Helix und Planorbis.

Die Entstehung des Travertins steht mit der Quelle des Volturno, der wasserreichsten des Untersuchungsgebietes, in Zusammenhang. Die Quelle liegt 551 m ü.N.N. und stellt damit den tiefsten Punkt dar, an dem die gutgeklufteten Kalke der drei südlich der Wasserscheide gelegenen Halbhorste des Monte la Rocca, des Monte Castelnuovo und des Monte della Rocchetta gegen die wasserstauenden Tone der Agnone-Formation stossen (Stauquelle).

Wegen der grossen Ausdehnung und der lokal deutlichen Schichtung des Travertins ist dieser sicherlich nicht nur ein Quellabsatz, sondern Sediment eines ursprünglich sehr grossen Süsswassersees, als dessen letzter Rest heute der Quellsee des Capo Sorgente Volturno angesehen werden kann (dieser See ist künstlich weiter aufgestaut).

Nordwestlich der Hochebene liegt ein weiteres Travertinvorkommen, auf dem die Orte Castellone a Volturno und Castel S. Vincenzo errichtet sind.

b) Moränen im Gebiet des Monte Mare

Die Gipfel der Bergkette des La Meta lagen während der Würm-Eiszeit über der Schneegrenze. So treten an den Osthängen zahlreiche Seiten- und Endmoränen auf. Die eindrucksvollste Moräne befindet sich nördlich, ausserhalb des Untersuchungs-

gebietes bei Civitella Alfedena. Für diesen 'Ghiacciaio di Civitella Alfedena' hat GORTANI (1930) eine eiszeitliche Schneegrenze von 1600 m ü.N.N. berechnet. Weitere Moränen treten an den Osthängen des La Meta (2241 m), des Monte a Mare (2124 m) und im hier untersuchten Gebiet am Osthang der Coste del Altare (1988 m) auf. Diese Gletscher stiessen nicht weit in das Sangro-Tal oder in das Valle di Mezzo vor, sondern endeten meist unmittelbar am Fusse der Bergkette. Der Grund hierfür ist die schlechte morphologische Voraussetzung des Bergzuges für eine Vergletscherung, da auf dem über der eiszeitlichen Schneegrenze gelegenen Graten Verflachungen oder erweiterte Talschlüsse als ergiebige Firnareale fehlen.

Eine etwas günstigere Voraussetzung bestand am Südwestrand des Untersuchungsgebietes im Tal des Rio Chiaro, das sich nach oben schüsselförmig zum Valle Venafrana erweitert. Dies kann als Einzugsgebiet des Chiaro-Gletschers betrachtet werden, der eine Länge von 3500 m hatte. Er endete 1100 m ü.N.N. genau an der Einmündung des Valle Verrecchia in das Chiaro-Tal. Das Firnareal war zu klein, um einen das ganze Tal ausfüllenden Gletscher zu beschicken. Dieser schaffte sich durch Seitenmoränen ein kleineres Gletscherbett (Abb. 42). Infolgedessen fehlen erosive Spuren des Gletschers, wie trogförmige Ausschleifungen des Talquerschnitts, völlig. Die über 60 m mächtigen Seitenmoränen sind ungeschichtet und ungewaschen. Die eckigen bis stumpfen Geschiebe stecken in einer gelben lehmigen Grundmasse.

Nach GORTANI (1930) und KLEBELSBERG (1930b) lag die eiszeitliche Schneegrenze in den Abruzzen 1700 m ü.N.N. Dies entspricht einer Depression der Schneegrenze gegenüber der heutigen von 1100 m, da diese an dem einzigen rezenten Gletscher der Abruzzen im Gran Sasso d'Italia nach KLEBELSBERG (1930 a) im 2800 Meter-Niveau liegt.

Im Apennin sind im Gegensatz zu den Alpen nur Spuren der letzten Eiszeit sicher bekannt. Für eine Würm-Vereisung spricht auch hier der ausserordentlich frische Erhaltungs-

zustand der Moränen. Von JARANOFF (1944) wird diese Tatsache so erklärt, dass der Apennin erst in der letzten Eiszeit über die Schneegrenze gehoben wurde.

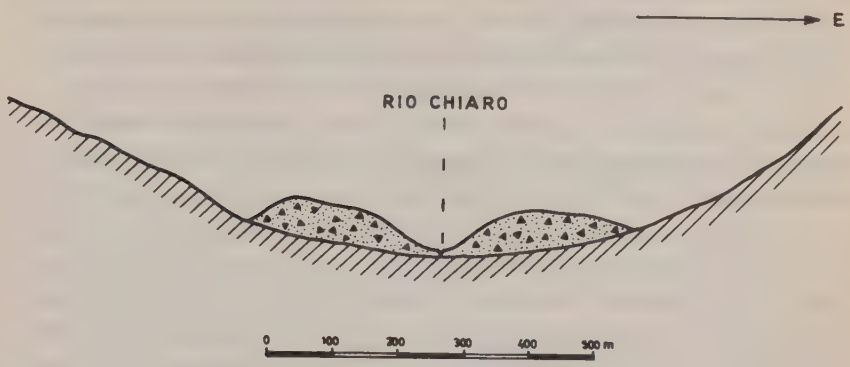


Abb. 42. Seitenmoränen im Rio Chiaro-Tal (Talsohle etwa 1300 m ü. N.N.)

c) Flussschotter der Hochebenen

Als pleistozäne Flussschotter werden hier die gut gerundeten Schotter des Grabenbruchs il Pantano und der Hochebene von Castel di Sangro gedeutet. Im Norden des Untersuchungsgebietes werden sie am Pezza Lunga in mehreren Kiesgruben bis zu einer Tiefe von 4 m abgebaut. Die Zuordnung zum Pleistozän beruht lediglich darauf, dass die Hochebenen heute und in der jüngsten Vergangenheit keine Akkumulationsgebiete waren. So führt der mäandrierende Fiume Zittola auf Grund des extrem geringen Gefälles keine Schotter. Die klimatischen Voraussetzungen für die Schotterbildung müssen sich daher von den heutigen ganz erheblich unterschieden haben.

II. Holozän

a) Hangschutt

Von den holozänen Bildungen nimmt der Hangschutt neben Bergstürzen und Bergschlipfen die grösste Fläche ein. So füllen Schuttfächer fast das gesamte Valle Vigna Lunga und das Valle di Mezzo aus. Am Osthang des Monte la Rocca und am Südhang des Monte S. Croce treten stark verkittete Reste älterer Schuttkegel auf, die eventuell noch aus dem Pleistozän stammen.

H) ZUSAMMENFASSUNG

Die vorliegende Arbeit enthält die Resultate mehrjähriger Untersuchungen im Grenzbereich Kalkapennin - Molise-Zone zwischen oberem Sangro- und oberem Volturno-Tal. Ausgangspunkt war eine geologische Aufnahme des Gebietes im Masstab 1:12.500. Diese erlaubte es, drei tektonische Einheiten zu unterscheiden:

1. Die Nord-Süd-streichende, autochthone La Rocca-Schwelle (südlich des oberen Sangro-Tales gelegene Fortsetzung der Fazies der Marsica). Sie besteht aus Flachwasserkalken (Malm - Maastricht) in der Fazies des Kalkapennins, die in der U. - M.-Kreide eine Schichtlücke aufweisen. Nach einer Festlandsperiode im Alt-Tertiär transgrediert das Miozän über die mesozoischen Kalke. Im O.-Miozän wird eine mächtige, flysch-ähnliche Ton-Sandstein-Formation abgelagert, womit der Schwellencharakter dieser tektonischen Einheit (und des gesamten Kalkapennins) beendet ist. Innerhalb dieser Tone und Sandsteine sind Resedimente (sedimentäre Klippen und Olisthostrome) eingeschaltet, die aus Sedimenten der Molise-Zone bestehen und nach SW in Richtung Kalkapennin transportiert worden sind.

2. Auf der Ton-Sandstein-Formation und auf den Resedimenten des O.-Miozäns liegt im Osten die Gleitdecke des Monte Curvale (und die kleineren Gleitdecken des Monte della Foresta und des Colle Veduta) mit pelagischen, zum Teil flysch-ähnlichen Sedimenten (Alb - O.-Miozän) der Molise-Zone. Die Bewegungsrichtung der Gleitdecke entspräch der der Resedimente (NE nach SW) und ihre Transportweite beträgt über 10 km.

3. Auf der Ton-Sandstein-Formation und auf den Resedimenten des O.-Miozäns liegt im Westen die tektonische Einheit des Monte Mare (Berggruppe des La Meta), in der die Molise-Sedimente (Alb - O.-Miozän) über Dolomite der O.-Trias - U.-Lias transgredieren. Diese Einheit stellt eine von

SW nach NE überschobene liegende Falte dar, die das Südende der ca. 60 km langen Überschiebungsfront der Berggruppe des La Meta bildet.

Der Übergang Kalkapennin - Molise-Zone vor der Tektogenese ist auf Grund der verschiedenen Fazies der tektonischen Einheiten in Schwellen und Becken gegliedert gewesen (von SW nach NE): Kalkapennin (Abruzzen)-Schwelle -- La Meta-Becken -- La Rocca-Schwelle -- Molise-Becken.

Die La Rocca-Schwelle stellt den faziellen und morphologischen Rand des Kalkapennins im Untersuchungsgebiet dar. Die Sedimente der Molise-Zone sind durch Schlammströme (Olisthostrome) und Gleittektonik (Gleitdecken) hier bis auf diese Schwelle transportiert worden. Dadurch ist der stratigraphische Übergang zwischen beiden Einheiten verdeckt, und die faziell gegensätzlichen Gesteine liegen heute unmittelbar nebeneinander.

Letzter Akt der Baugeschichte dieses Raumes ist die im Pliozän einsetzende Bruchtektonik, die die autochthone La Rocca-Schwelle in steil nach Osten einfallende Halbhorste zerlegte.

I) RIASSUNTO

Il presente lavoro contiene i risultati di ricerche stratigrafiche e tettoniche eseguite in una zona di transizione tra l'Appennino calcareo meridionale (con facies neritica) e la Depressione molisano-sannitica (con facies prevalentemente pelagica). Si basa su un rilevamento geologico al 1o ooo dell'area compresa tra l'alta valle del Volturno e l'alta valle del Sangro. Sono state distinte le seguenti 3 unità tettoniche:

1. La soglia autoctona di Monte la Rocca, con andamento N - S, è il prolungamento della Marsica a S della valle di Sangro. La successione stratigrafica di questa soglia è caratteristica dell'Appennino calcareo. Sui calcari oolitici del Giurassico e del Cretacico inferiore poggiano con contatto trasgressivo calcari a rudiste del Cretacico medio-superiore. Di nuovo in trasgressione seguono calcari con Litotamni del Langhiano superiore - Elveziano. Verso l'alto della serie si sviluppa una potente formazione marnoso-arenacea del Miocene superiore in parte in facies flyschoide. Nella sedimentazione normale di quest'ultima sono intercalati risedimenti (olistostromi e " klippes sédimentaires") che consistono esclusivamente di materiale caotico dei diversi termini stratigrafici della Depressione molisano-sannitica. Questo materiale alloctono è stato trasportato probabilmente da NE verso SW all'inizio della tectogenesi.

2. Ad E della unità di Monte la Rocca giace sulla formazione marnoso-arenacea e sugli olistostromi la coltre gravitativa di Monte Curvale e le coltri di dimensioni molto ridotti del Monte della Foresta e del Colle Veduta. I sedimenti di queste coltri, che sono in facies calcareo-marnoso-selcifera (Albiano - Miocene superiore), sono caratteristici della Depressione molisano-sannitica. Le vergenze della tettonica permettono di riconoscere che lo scivolamento delle coltri era diretto da NE a SW come il trasporto del

materiale degli olistostromi. La distanza percorsa dalle coltri supera i 1o km.

3. Ad W della unità di Monte la Rocca poggia sulla formazione marnoso-arenacea e sugli olistostromi la unità tettonica di Monte Mare. In questa si rinvengono ugualmente tutte le formazioni della facies molisano-sannitica (Albiano - Miocene superiore) che giacciono con contatto trasgressivo sulla dolomia del Trias superiore - Lias inferiore dell'Appennino calcareo meridionale. Questa unità, che é la parte meridionale del complesso di Monte Meta, rappresenta una anticlinale rovesciata con vergenza a NE. Il fronte del sovrascorrimento della unità di Monte Mare sopra quelle di Monte la Rocca (Marsica) si puo proseguire per una distanza di 6o km.

Le facies diverse delle tre unità indicano che, prima della tectogenesi, la zona di transizione tra l'Appennino calcareo e la Depressione molisano-sannitica era divisa in soglie e bacini che erano da W ad E la soglia dell-Appennino calcareo, il bacino della unità di Monte Mare, la soglia della unità di Monte la Rocca e il bacino molisano-sannitico.

Nella zona studiata la soglia della unità di Monte la Rocca rappresenta il margine orientale dell'Appennino calcareo. I sedimenti della Depressione molisano-sannitica sono stati trasportati tramite colate gravitative (olistostromi) ed una tettonica di scendimento (coltre gravitative) sulla soglia mascherando i rapporti stratigrafici originali tra queste due unità paleogeografiche.

Nel pliocene/Quarternario l'areo rilevata si sollevo e venne trinciata da sistemi di faglie normale che scomposero la soglia autoctona di Monte la Rocca in singoli pezzi inclinati generalmente verso E.

L) LITERATURVERZEICHNIS

ACCORDI, B.: La componente translativa della tettonica dell' Appennino laziale-abruzzese. - Geol. Romana, 5, S. 355-406, 33 Abb., 1 Taf., Roma 1966.

ANGELUCCI, A., DEVOTO, G. & FARINACCI, A.: Le "Argille caotiche" di Colle Cavallaro a Est di Castro dei Volsci (Frosinone). - Geol. Romana, 2, S. 305-329, 10 Abb., 3 Taf., Roma 1963.

AUBOIN, J.: Essai sur l'ensemble italo-dinarique et ses rapports avec l'arc alpin. - Bull. Soc. geol. France,(7) 2, S. 487-526, 3 Abb., Paris 1960.

BALLY, A.: Geologische Untersuchungen in den SE-Abruzzen. - Diss. Univ. Zürich, 291 S., 13 Taf., Zürich 1954.

BENEO, E.: Struttura tettonica dei M. Lepini tra Segni e Sgurgola. - Boll. reale Uff. geol. Ital., 61, nota 3, S. 1-9, 5 Abb., Roma 1936 (1936 a).

-: La formazione miocenica e la tettonica della valle Roveto (Alta valle del Liri). - Boll. reale Uff. geol. Ital., 61, nota 7, S. 1-19, 2 Taf., Roma 1936 (1936 b).

-: Sezione geologica della penisola italiana dal Tirreno all'Adriatico attraverso l'Appennino laziale e abruzzese. - Boll. reale Uff. geol. Ital., 64, nota 4, S. 1-6, 1 Taf., Roma 1939.

-: Carpineto Romano (Monti Lepini): una presunta finestra tettonica. - Boll. Soc. geol. ital., 65, S. 45-46, Roma 1947.

-: L'interpretazione stratigrafica e tettonica della serie miocenica in Valle Latina (Lazio). Importanza del rilievo geologico. - Boll. Soc. geol. ital., 64, (1945), S. 70-79, Roma 1947.

-: Tentativo di sintesi tettonica dell'Italia peninsulare ed insulare. - Boll. Soc. geol. ital., 68 (1949), S. 66-80, 1 Taf., Roma 1950.

-: Il problema "argille scagliose" - "Flysch" in Italia e sua probabile risoluzione. Nuova Nomenclatura. - Boll. Soc. geol. ital., 75, S. 53-68, Roma 1956 (1956 a).

-: Accumuli terziari da risedimentazione (olistostroma) nell'Appennino centrale e frane sottomarine. Estensione tempo-spaziale del fenomeno. - Boll. Serv. geol. Ital., 78, S. 291-319, 1 Abb., Roma 1956 (1956 b).

-: La ricerca petrolifera in Italia meridionale. - Boll. Serv. geol. Ital., 80 (1958), S. 455-478, 2 Abb., 1 Taf., Roma 1958.

BOLLI, H. M.: The genera Globigerina and Globorotalia in the Paleocene - lower Eocene Lizard Springs formation of Trinidad, B.W.I. - Studies in Foraminifera. - U.S. Natur. Mus. Bull. 215, S. 61-81, 3 Abb., 6 Taf., Washington 1957 (1957 a).

BOLLI, H. M.: Planctonic Foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipero and Lengua formations of Trinidad, B.W.I. - Studies in Foraminifera. - U.S. Natur. Mus. Bull. 215, S. 97-125, 9 Taf., Washington 1957 (1957 b).

-: Planctonic Foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando formations of Trinidad, B.W.I. - Studies in Foraminifera. - U.S. Natur. Mus. Bull. 215, S. 155-172, 2 Abb., 5 Taf., Washington 1957 (1957 c).

BONARELLI, G.: La Maiella (Appennino centrale). - Boll. Serv. geol. Ital., 71, (1947-1949), S. 59-76, Roma 1951.

BORSETTI, A.M.: Foraminiferi planctonici di una serie Cretacea dei dintorni di Piobbico (Prov. di Pesaro). - G. Geol., Ann. Mus. geol. Bologna, 29, S. 19-75, Bologna 1962.

CARISSIMO, L., D'AGOSTINO, O., LODDO, C. & PIERI, M.: Petroleum Exploration by Agip Mineraria and new Geological Information in Central and Southern Italy from the Abruzzi to the Taranto Gulf. - VI. Wld. Petroleum Congr. Frankfurt/Main, June 1963, Sect. I, pap. 27, S. 267-292, 20 Abb., 2 Tab., Frankfurt/Main 1963.

CATENACCI, E.: Resoconto sommario delle osservazioni stratigrafiche compiute sulla Maiella (Appennino abruzzese). - Boll. Serv. geol. Ital., 86, S. 17-25, 1 Taf., Roma 1966.

CATENACCI, E., DE CASTRO, P. & SGROSSO, I.: Complessi-guida del mesozoico calcareo-dolomitico nella zona orientale del massiccio del Matese. - Mem. Soc. geol. ital., 4, 20 S., 3 Abb., 6 Taf., Bologna 1963.

CITA, M.B. & GELATI, R.: Globoquadrina langhiana n. sp. del Langhiano tipo. - Riv. Ital. paleont., 66, S. 241-246, 1 Abb., 29 Taf., Milano 1960.

CITA, M.B. & PREMOLI SILVA, I.: Pelagic Foraminifera from the type Langhian. - Internat. geol. Congr., Reports, Sess. 21, Part 22, S. 39-50, Copenhagen 1960.

CITA, M.B., PREMOLI SILVA, I. & ROSSI, R.: Foraminiferi planctonici del Tortoniano-typo. - Riv. Ital. paleont., 71, S. 217-308, 9 Abb., 14 Taf., Milano 1965.

COLACICCHI, R.: Le caratteristiche della facies abruzzese alla luce delle moderne indagini geologiche. - Mem. Soc. geol. ital., 5, S. 1-18, 2 Abb., Pisa 1966.

COLACICCHI, R. & PRATURLON, A.: Stratigraphical and paleogeographical investigations on the mesozoic shelf-edge facies in eastern Marsica (central Apennins, Italy).- Geol. Romana, 4, S. 89-118, 11 Abb., 3 Taf., Roma 1965.

CREMA, C.: A proposito dei carreggiamento supposti nella parte alta del Sangro e nelle valli limitrofe. - Boll. Soc. geol. ital., 45, S. 8-12, 2 Abb., Roma 1926.

CRESCENTI, U.: Osservazioni sulla stratigrafia dell'Appennino meridionale alla luce della recenti ricerche micropaleontologiche. - Boll. Soc. geol. ital., 85, S. 541-579, 3 Abb., Roma 1966 (1966 a).

CRESCENTI, U.: Sulla biostratigrafia del Miocene affioranti al confine marchigiano-abruzzese. - Geol. Romana, 5, S. 1-54, 9 Abb., 2 Taf., Roma 1966 (1966 b).

CROSTELLA, A.: Rapporti fra serie autoctona e serie alloctona nell'alto Aventino (Abruzzi-sud-orientale). - Mem. Soc. geol. ital., 6, S. 121-136, 8 Abb., Pisa 1967.

CUMINGS, E.R.: Reefs or bioherms?-Bull. geol. Soc. amer., 43, S. 331-352, New York 1932.

D'ARGENIO, B.: Linee isopiche e strutturali cretaciche persistenti nell'Appennino campano. - Rend. Accad. Sc. fis. e mat., (4) 30, S. 367-393, 10 Abb., Napoli 1963.

-:Zone isopiche e faglie trascorrenti nell'Appennino centro-meridionale. - Mem. Soc. geol. ital., 5, S. 279-299, 1 Abb., 1 Taf., Pisa 1966 (1966 a).

-:Le facies littorali mesozoiche nell'Appennino meridionale. - Boll. Soc. Natur. Napoli, 75, S. 497-552, 21 Abb., 3 Taf., Napoli 1966 (1966 b).

DROOGER, C.W.: Miogypsina in North Italy. - Proc. K. Akad. Wet. Amst. B., 57, S. 227-249, 2 Taf., Amsterdam 1954.

FANCELLI, R., GHELARDONI, R. & PAVAN, G.: Considerazioni sull'assetto tettonico dell'Appennino calcareo centro-meridionale. - Mem. Soc. geol. ital., 5, S. 67-90, 8 Abb., Roma 1966.

FLORES, G.: Discussion. - IV. Wld. Petroleum Congr., Sect. I-A-2, S. 120-121, Roma 1955.

-:Lettera al Presidente della Societa Geologica Italiana. - Boll. Soc. geol. ital., 75, 3, S. 220-222, Roma 1957.

-:Evidence of slump phenomena (Olistostromes) in areas of hydrocarbon exploration in Sicilia. - Proceed. V. Wld. Petroleum Congr., Sect, 1, pap. 13, S. 259-275, 10 Abb., 1 Tab., New York 1959.

FOLK, R.L.: Spectral subdivision of limestone types. - Amer. Assoc. Petroleum Geol., Mem. 1, S. 62-84, 7 Abb., 1 Taf., 3 Tab., Tulsa 1962.

FRANCHI, S.: Alcuni fatti a documentazione dei carreggiamento della Valle del Liri. - Boll. reale Comit. geol. Ital., 48, S. 1-10, 1 Abb., Roma 1921.

-:Il grande "slittamento" delle masse calcaree secondarie dei Monti Ausoni e Lepini sui terreni miocenici delle Valle del Liri e della Valle Latina. - Rend. Accad. Lincei, Cl. sc. fis. mat., (5) 33, S. 60-66, Roma 1924 (1924 b).

-:Nuove osservazioni sulle falde di ricoprimento dei Monti Ausoni e Lepini e del Preappennino campano-laziale. - Rend. Accad. Lincei, Cl. sc. fis. mat. (5) 33, S. 167-172, Roma 1924 (1924 b).

-:Nuove osservazioni sul grande carreggiamento Ausonio-Lepini. - Rend. Accad. Lincei, Cl. sc. fis. mat. (5) 33, S. 105-111, Roma 1925.

FRANCHI, S. : Sopra una probabile "finestra tettonica" attraverso il carregiamento Ausonio - Lepini presso Vallecorsa. - Boll. Soc. geol. ital., 45, S. 79-80, Roma 1926.

GÖRLER, K.: Ein Olisthostrom in der Molise-Zone (Süditalien) als Beispiel für Resedimentation aus Schlammströmen. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 129, 1, S. 65-82, 2 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1967.

GÖRLER, K. & REUTTER, K.-J.: Entstehung und Merkmale der Olisthostrome. - Geol. Rdsch., 57, S. 484-514, 12 Abb., Stuttgart 1968.

GÖRLER, K. & RICHTER, M.: Über die Geologie der Molise-Zone (Süditalien). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1966, 3, S. 129-151, 7 Abb., Stuttgart 1966.

GORTANI, M.: Sui ghiacciai quaternari dell'Italia centrale. - Atti XI. Congr. geogr. ital., 2, S. 1-11, Napoli 1930.

GRZYBOWSKI, J.: Contributo agli studi sulla struttura geologica dell'Italia meridionale. - Boll. Soc. geol. ital., 40, S. 85-97, 2 Abb., Roma 1921.

HATCH, F.H., RASTALL, R.H. & BLACK, M.B.: The petrology of the Sedimentary Rocks. - George Allen & Unwin, London 1938.

HENSON, F. R. S.: Cretaceous and Tertiary reef formations and associated sediments in middle East. - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 34, S. 215-238, Tulsa 1950.

HERM, D.: Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und Nierental (Gosaubecken von Reichenhall und Salzburg). - Bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. Abh., N. F., 104, S. 1-119, 9 Abb., 11 Taf., München 1962.

HILLEBRANDT, A. v.: Das Paläonzän und seine Foraminiferenfauna im Becken von Reichenhall und Salzburg. - Bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. Abh., N. F., 108, S. 1-182, 12 Abb., 15 Taf., München 1962.

HOTTINGER, L.: Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Eocène. - Mem. suisses de Paléont., 75/76, S. 1-243, Basel 1960.

HOTTINGER, L. & SCHAUB, H.: Zur Stufeneinteilung des Paleocaens und des Eocaens. Einführung des Ilerdien und des Biarritzien. - Eclogae Geol. Helvetiae, 53, S. 453-479, Basel 1960.

IMBRIE, J. & PURDY, E. G.: Classification of modern bahamien carbonate sediments. - Amer. Assoc. Petroleum Geol., Mem. 1, S. 253-272, 13 Abb., Tulsa 1962.

JACOBACCI, A. & MARTELLI, G.: Introduzione allo studio dei sedimenti miocenici dell'Irpinia e del Sannio. - Boll. Serv. geol. Ital., 79 (1957), S. 565-577, Roma 1958.

JARANOFF, D.: Das Klima des Mittelmeergebietes während des Pliozäns und des Quartärs. - Geol. Rdsch. 34, 7-8, S. 435-446, 1 Taf., Stuttgart 1944.

JOHNSON, J. H.: Limestone-Building Algae and Algae Limestones. London 1961.

KINTSCHER, I.: Der Übergang vom Kalkapennin zur Molise-Zone südlich von Isernia (Süditalien). - Diss., Freie Univ. Berlin, im Druck, Berlin 1968.

KLEBELSBERG, R.v.: Gletscher und Schneegrenze im Gran Sasso d'Italia. - Z. Glkde, 18, 2 S., Berlin 1930 (1930 a).

-: Die eiszeitliche Vergletscherung der Apenninen. 1. Gran Sasso- Majella. - Z. Glkde., 18, S. 141-169, 2 Abb., Berlin 1930 (1930 b).

LEIGHTON, M.W. & PENDEXTER, C.: Carbonate Rock Tapes. - Amer. Assoc. Petroleum Geol., Mem. 1, S. 33-61, 3 Abb., 9 Taf., Tulsa 1962.

LUTERBACHER, H.P.: Studies on some Globorotalia from the Paleocene and Lower Eocene of the Central Apennins. - Eclogae Geol. Helvetiae, 57, S. 631-730, Basel 1964.

MANFREDINI, M.: Osservazioni geologiche sul bordo interno della Depressione molisano- sannitica (Italia meridionale). - Mem. Soc. geol. ital., 4, S. 15, 1 Taf., Bologna 1963 (1963 a).

-: Schema dell'evuluzione tettonica della peninsula italiana. - Boll. Serv. geol. Ital., 84, S. 101-130, 2 Abb., 2 Taf., Roma 1963 (1963 b).

MARTINIS, B & PIERI, M.: Alcune notizie sulle formazioni evaporitiche del Triassico superiore nell'Italia centrale e meridionale. - Mem. Soc. geol. ital., 4, S. 689-678, 18 Abb., Pavia 1963.

MIGLIORINI, C.I.: I cunei composti nell'orogenesi. - Boll. Soc. geol. ital., 67, S. 29-144, Roma 1948.

NEWELL, N.D. & RIGBY, J.K.: Geological studies on the Great Bahama Bank. - Soc. econ. Paleont. Miner., special Pub., 5, S. 15-72, 22 Abb., 22 Taf., Tulsa 1957.

OGNIBEN, L.: Stratigrafia e microfaune del Tertziario della zona di Caiazzo (Caserta). - Riv. ital. Paleont. Stratigraf., 64, S. 89-142, S. 199-286, 8 Taf., 6 Tab., Milano 1958.

PARADISI, A. & SIRNA, G.: Osservazioni geologiche e paleontologiche sulla struttura compressa tra la Vallelonga e la Valle del Sangro (Marsica occidentale). - Geol. Romana, 4, S. 145-160, 13 Abb., 2 Taf., Roma 1965.

PESCATORE, T.: Affioramenti di flysch cretacico nell'alta Valle del Volturno (Alto Molise). - Mem. Soc. geol. ital., 4, 10 S., 3 Taf., Bologna 1963.

-: Rapporti tra Depressione molisano-sannitica e Appennino calcareo. - Boll. Soc. Natur. Napoli, 72, S. 213-225, Napoli 1964.

-: Ricerche geologiche sulla Depressione molisano-sannitica. - Atti. Accad. Sc. fis. mat., 5, S. 101-145, 12 Abb., 9 Taf., Napoli 1965.

PETERS, K.F.: Die Nerineen des oberen Jura in Oestereich. - Sitz.-Ber. Kaiserl. Akad. Wiss., math.-nat. Cl., 16, 2, Wien 1855.

PIERI, M.: Tentativo di riconstruzione paleogeografico-strutturale dell'Italia centro-meridionale. - Geol. Romana, 5, S. 407-427, 3 Abb., Roma 1966.

PLUMLEY, W.J., RISLEY, G.A., GRAVES, R.W. & KALEY, M.E.: Energy index for limestone interpretation and classification. - Amer. Assoc. Petroleum Geol., Mem. 1, S. 85-107, 5 Abb., 5 Taf., Tulsa 1962.

PRATURLON, A.: Algal Assemblages from Lias to Paleocene in Southern Latium-Abruzzi. A Review. - Boll. Soc. geol. ital., 85, S. 167-194, 16 Abb., 1 Taf., Roma 1966.

REISS, Z. & GVIRTZMAN, G.: Subsurface Neogene stratigraphy of Israel. - Internat. U. geol. Sci. Commis. Stratigr., Proc. III. Sess. Berne, S. 312-346, 5 Abb., 12 Taf., Leiden 1966.

RICHTER, M.: Der Bauplan des Apennins. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1962, 9, S. 509-518, Stuttgart 1963.

-: Bemerkungen zur Geologie des Cilento (Süditalien). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1967, 11, S. 684-699, 5 Abb., Stuttgart 1967.

-: Bemerkungen zur Geologie Nord- und West-Siziliens. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1968, 1, S. 38-58, 5 Abb., Stuttgart 1968.

SACCO, F.: Il Molise. - Boll. Soc. geol. ital., 27, S. 491-559, 1 Karte, Roma 1908.

SARTONI, S. & CRESCENTI, U.: Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale. - G. Geol., 29, S. 161-302, 43 Taf., Bologna 1962.

SCARSELLA, F.: I rapporti tra i massicci calcarei mesozoici ed il flysch nell'Appennino centro-meridionale. - Boll. Soc. geol. ital., 75 (1956), S. 115-137, Roma 1957.

SELLI, R.: Sulla trasgressione del Miocene dell'Italia meridionale. - G. Geol., (2) 26, S. 1-54, 9 Taf., 2 Tab., Bologna 1957.

-: Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale. - Mem. Soc. geol. ital., 3, S. 737-790, 1 Abb., 1 Taf., Pavia 1962.

SGROSSO, I. : La trasgressione miocenica nel Matese centrale.- Boll. Soc. Natur. Napoli, 73, S. 150-157, 2 Taf., Napoli 1964.

SIGNORINI, R.: Osservazioni geologiche nell'Alto Molise. - Boll. Soc. geol. ital., 80 (1961), S. 215-224, Roma 1962.

SIGNORINI, R. & DEVOTO, G.: Il Paleogene nell'Alto Molise. - Mem. Soc. geol. ital., 3, S. 461-511, 4 Abb., 3 Taf., Pavia 1962.

SIRNA, G.: Lemellibranchi nelle dolomie del Lias inferiore di Viletta Barrea (Abruzzo). - Geol. Romana, 5, S. 157-167, 6 Abb., Roma 1966.

STEFFENS, P.: Zur Geologie der Molise-Zone im Raume nordöstlich von Isernia (Prov. Campobasso, Italien). - Diss., Freie Univ. Berlin, Berlin 1968 (im Druck).

VERVLOET, C.C.: Stratigraphical and micropaleontological data on the Tertiary of Southern Piemont (Northern Italy). - Thesis. Schotanus & Jens. Utrecht, S. 1-88, 6 Abb., 12 Taf., Utrecht 1966.

ZANFRA, S.: Osservazioni micropaleontologiche della serie dei terreni dal Cretacico medio al Miocene inferiore sul bordo orientale del massiccio del Matese (Italia meridionale). - Mem. Soc. geol. ital., 4, 7 S., 1 Abb., 4 Taf., Bologna 1963.

Lebenslauf

Am 3. Juli 1940 wurde ich als Sohn des Architekten Wolfram Vogel und seiner Ehefrau, geb. Lux, in Berlin geboren. Von 1945 bis 1951 besuchte ich die Volksschule in Berlin-Gatow. Danach war ich Schüler der Freiherr vom Stein-Schule in Berlin-Spandau und der Waldschule in Berlin-Charlottenburg. 1959 legte ich als Extraner auf der Rheingau-Schule in Berlin-Schöneberg die Reifeprüfung ab.

Im Wintersemester 1959/60 liess ich mich an der FREIEN UNIVERSITÄT BERLIN für das Studium der Geologie einschreiben. Im Sommersemester 1962 bestand ich die Vordiplom-, im Sommersemester 1966 die Diplomprüfung. In den Semesterferien leistete ich Praktika im Salzbergbau und in einem Bohrbetrieb ab.

Meine akademischen Lehrer an der FREIEN UNIVERSITÄT BERLIN waren die Herren Professoren:

Dr. M. Richter, Dr. G. Bischoff (Geologie), Dr. H.J. Schneider (Angewandte Geologie), Dr. K. R. Mehnert (Mineralogie), Dr. W. G. Kühne (Paläontologie), Dr. K. J. Müller (Mikropaläontologie), Dr. K. F. Jahr, Dr. P. W. Schenk, Dr. W. Lautsch (Chemie), Dr. H. Lassen (Physik), Dr. W. Ulrich (Zoologie), Dr. C. H. Thielke (Botanik),
sowie die Herren Dozenten:
Dr. K. Kohler (Kristallographie), Dr. K. J. Reutter (Sedimentologie), Dr. J. Liedholz (Bodenkunde), Dr. F. List (Photogeologie), Dr. G. Hahn (Stratigraphie) und Dr. P. Giese (Geophysik).